

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento de Ciencias de la Tierra



**ESTRATIGRAFÍA Y GEOCROLOGÍA DEL CENOZOICO DE MESETA
GUADAL Y MESETA CHILE CHICO ENTRE LOS 46°32'S-47°08'S Y
LOS 71°35'W-72°50'W.**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Maccarena Alejandra Carrasco Figueroa

Concepción, 2018



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento de Ciencias de la Tierra



**ESTRATIGRAFÍA Y GEOCROLOGÍA DEL CENOZOICO DE MESETA
GUADAL Y MESETA CHILE CHICO ENTRE LOS 46°32'S- 47°08'S Y
LOS 71°35'W-72°50'W.**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Maccarena Alejandra Carrasco Figueroa

Profesor Patrocinante:

Dr. Alfonso Encinas Martin

Profesores Comisión:

Dra. María Verónica Pineda Mascayano

Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Concepción, 2018



Por su preocupación,
por su cariño,
por su atención,
por su fortaleza,
y, sobre todo,
por su inmenso amor.
Esta memoria se la dedico
con mucho amor a ustedes.

*Marta Figueroa y Marcos Carrasco, mis padres
Elsita, Rafael, Sonia y Francisco, mis abuelos.*

ÍNDICE

Página

RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Hipótesis	3
1.3. Objetivos	4
1.3.1. Objetivo general	4
1.3.2. Objetivos específicos	4
1.4. Trabajos previos destacados	4
1.5. Ubicación y accesos	6
1.6. Agradecimientos	8
2. ETAPAS, FUNDAMENTOS Y METODOLOGÍA	10
2.1. Etapas	10
2.2.1. Gabinete 1	10
2.2.2. Terreno	10
2.2.3. Gabinete 2	10
2.2. Fundamentos y Metodología	11
2.2.1. Edad y proveniencia de las formaciones terciarias	11
2.2.1.1 Geocronología U-Pb LA-MC-ICPMS en circones detríticos.....	11
2.2.2. Ambiente sedimentario	13
2.2.2.1. Estudios sedimentológicos.....	13
2.2.2.2. Análisis icnológico.....	14

3. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO.....	15
3.1. Geología regional.....	15
3.2. Geología local.....	21
3.2.1. Formación Ligorio Márquez.....	23
3.2.2. Formación San José.....	24
3.2.3. Basaltos Inferiores de la Meseta de Chile Chico (BIMCC).....	25
3.2.4. Formación Guadal.....	26
3.2.5. Formación Santa Cruz.....	27
3.2.6. Basaltos Superiores de la Meseta de Chile Chico (BSMCC).....	28
3.3. Marco tectónico.....	29
4. EDADES U-PB LA-ICPMS.....	32
4.1. Formación Ligorio Márquez.....	33
4.1.1. Muestra LMAR-2.....	33
4.1.2. Muestra LMD15-1.....	34
4.2. Formación San José.....	35
4.2.1. Muestra PGD15-2.....	35
4.2.2. Muestra PCA-6.....	36
4.2.3. Muestra MGUADAL2-09.....	37
4.3. Formación Guadal.....	38
4.3.1. Muestra PCA-4.....	38
4.3.2. Muestra MGUADAL3-09.....	39
4.4. Formación Santa Cruz.....	40
4.4.1. Muestra QHD15-11.....	40
4.4.2. Muestra MGUADAL4-09.....	41
5. ANÁLISIS DE FACIES E ICNOFACIES.....	42
5.1. Generalidades.....	42
5.2. Formación Ligorio Márquez.....	42

5.2.1. Litofacies sedimentarias.....	42
5.2.2. Asociaciones de facies.....	43
5.2.3. Interpretación.....	44
5.3. Formación San José.....	46
5.3.1. Litofacies sedimentarias.....	46
5.3.2. Asociaciones de facies.....	47
5.3.3. Icnofacies.....	48
5.3.3.1. Icnofacies de <i>Glossifungites</i>	48
5.3.4. Interpretación.....	49
5.4. Formación Guadal.....	52
5.4.1. Litofacies sedimentarias.....	52
5.4.2. Asociaciones de facies.....	53
5.4.3. Icnofacies.....	53
5.4.3.1. Transición icnofacies <i>Skolithos</i> – icnofacies <i>Cruziana</i>	53
5.4.4. Interpretación.....	54
5.5. Formación Santa Cruz.....	59
5.5.1. Litofacies sedimentarias.....	59
5.5.2. Asociaciones de facies.....	60
5.5.3. Icnofacies.....	61
5.5.3.1. Icnofacies de <i>Celliforma</i>	61
5.5.4. Interpretación.....	62
6. DISCUSIÓN.....	64
6.1. Formación Ligorio Márquez.....	64
6.1.1. Edad.....	64
6.1.2. Correlaciones estratigráficas.....	65
6.1.3. Análisis de proveniencia de circones detríticos.....	65
6.1.4. Ambiente de sedimentación.....	65
6.2. Formación San José.....	66
6.2.1. Edad.....	66

6.2.2. Correlaciones estratigráficas	67
6.2.3. Análisis de proveniencia de circones detríticos.....	68
6.2.4. Ambiente de sedimentación.....	68
6.3. Formación Guadal.....	69
6.3.1. Edad.....	69
6.3.2. Correlaciones estratigráficas	69
6.3.3. Análisis de proveniencia de circones detríticos.....	70
6.3.4. Ambiente de sedimentación.....	71
6.4. Formación Santa Cruz.....	72
6.4.1. Edad.....	72
6.4.2. Correlaciones estratigráficas	73
6.4.3. Análisis de proveniencia de circones detríticos.....	73
6.4.4. Ambiente de sedimentación.....	74
6.5. Estratigrafía.....	75
6.6. Evolución del ambiente sedimentario y consideraciones sobre su contexto tectónico.....	79
7. CONCLUSIONES.....	87
8. REFERENCIAS.....	90
ANEXOS.....	117
ANEXO 1: COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS.....	118
ANEXO 2: LITOFACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES.....	155
ANEXO 3: CORTES TRANSPARENTES.....	165
ANEXO 4: TABLAS PROVENIENCIA DE CIRCONES DETRÍTICOS.....	191

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1.1	Ubicación del área de estudio.....	7
3.1	Mapa geológico regional.....	16
3.2	Mapa geológico del área de estudio.....	17
3.3	Cuadro cronoestratigráfico del área de estudio según bibliografía.....	22
4.1	Ubicación aproximada de las muestras para dataciones radiométricas...	32
4.2	Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra LMAR-2.....	33
4.3	Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra LMD15-1.....	34
4.4	Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra PGD15-2.....	35
4.5	Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra PCA-6.....	36
4.6	Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra MGUADAL-2.....	37
4.7	Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra PCA-4.....	38
4.8	Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra MGUADAL3-09.....	39
4.9	Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra QHD15-1.....	40
4.10	Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra MGUADAL4-09.....	41
5.1	Asociaciones de facies en Formación Ligorio Márquez.....	44
5.2	Trazas fósiles de <i>Thalassinoides</i> isp. en el techo de la Formación San José, justo en el contacto entre Formación San José y Formación Guadal.....	48
5.3	Asociaciones de facies en Formación San José.....	50

5.4	Trazas fósiles de la Formación Guadal (en tramo 12 de Columna Pampa Castillo).....	54
5.5	Facies de las Asociaciones de facies A y B de la Formación Guadal.....	55
5.6	Facies de la Asociación de facies C de la Formación Guadal.....	56
5.7	Facies de la Asociación de Facies D de la Formación Guadal.....	57
5.8	Algunos fósiles presentes en parte superior de la Formación Guadal.....	58
5.9	Detalle Facies de la Asociación de Facies D de la Formación Guadal....	58
5.10	Trazas fósiles de la Formación Santa Cruz.....	61
5.11	Asociaciones de facies y fósiles en Formación Santa Cruz.....	63
6.1	Cuadro cronoestratigráfico resumen con las principales unidades geológicas presentes en estas latitudes y contexto tectónico inferido.....	77
6.2	Relación de edades y espesores para las formaciones San José y Guadal entre Columna Pampa Castillo y Columna Pampa Guadal.....	78
6.3	Esquema paleogeográfico del área de estudio durante el Cenozoico.....	80

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
4.1	Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra LMAR-2.....	33
4.2	Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra LMD15-1.....	34
4.3	Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra PGD15-2.....	35
4.4	Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra PCA-6.....	36
4.5	Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra MGUADAL2-09.....	37
4.6	Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra PCA-4.....	38

4.7	Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra MGUADAL3-09.....	39
4.8	Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra QHD15-11.....	40
4.9	Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra MGUADAL4-09.....	41
5.1	Litofacies en Formación Ligorio Márquez.....	42
5.2	Asociaciones de facies en Formación Ligorio Márquez.....	43
5.3	Litofacies en Formación San José.....	46
5.4	Asociaciones de facies en Formación San José.....	47
5.5	Litofacies en Formación Guadal.....	52
5.6	Asociaciones de facies en Formación Guadal.....	53
5.7	Litofacies en Formación Santa Cruz.....	59
5.8	Asociaciones de facies en Formación Santa Cruz.....	60



RESUMEN

En el área de Meseta Guadal y Meseta de Chile Chico (~47°S, Región de Aysén), situada en los Andes Patagónicos Centrales (APC) aflora una secuencia sedimentaria y volcánica cenozoica representada por las formaciones Ligorio Márquez (Paleoceno superior), San José (Paleoceno superior-Eoceno), Basaltos Inferiores de la Meseta de Chile Chico (BIMCC) (Eoceno), Guadal (Oligoceno superior-Mioceno inferior), Santa Cruz (Mioceno inferior alto-Mioceno medio bajo), Basaltos Superiores de la Meseta de Chile Chico (BSMCC) (Mioceno medio-Mioceno superior) y emisiones lávicas más recientes (Plioceno). Debido a sus edades, se han sugerido hiatos en la sedimentación de estas unidades, pero estas no han sido del todo acotadas y son discutibles. La geocronología U-PB LA-ICP-MS obtenida en las formaciones San José ($40,6 \pm 0,5$, $38,8 \pm 0,6$ Ma y $28,3 \pm 0,5$ Ma; Eoceno medio-Oligoceno inferior), Guadal ($23,4 \pm 1,0$ y $19,8 \pm 0,4$ Ma; Oligoceno superior-Mioceno inferior) y Santa Cruz ($16,4 \pm 0,2$ Ma y $18,7 \pm 0,3$ Ma, Mioceno inferior alto) indican que hay un registro bastante completo del Cenozoico. Sólo en la Formación Ligorio Márquez se obtuvieron edades de $74,7 \pm 0,8$ y $79,5 \pm 4,0$ Ma (Campaniano), pero por su paleoflora y por otras edades radiométricas como la de Breen y otros (2015) ($52,4 \pm 2,7$ Ma), se le asigna una edad Paleoceno superior-Eoceno inferior. Por otro lado, el orden estratigráfico de las unidades ha variado a través del tiempo. En los trabajos más recientes se indica que, de base a techo, en Meseta Guadal afloran las formaciones Ligorio Márquez, San José, Guadal, y Santa Cruz (De la Cruz y otros, 2004; De la Cruz y Suárez 2006), y en Meseta Chile Chico, las formaciones Ligorio Márquez, BIMCC, Guadal, y BSMCC, aunque al este de la Falla Jeinemeni, la Formación Santa Cruz sobreyace a la Formación Guadal (De la Cruz y Suárez, 2008). En el presente trabajo, se plantea un ordenamiento estratigráfico diferente (de base a techo) en Meseta Guadal, concluyendo que sólo afloran las formaciones San José, Guadal y Santa Cruz.

El análisis sedimentológico refleja una evolución transicional de ambientes en la cuenca, en que primero hay un paso de un sistema fluvial trenzado a uno meandriforme durante el Paleoceno superior-Eoceno inferior (Formación Ligorio Márquez) y el Eoceno medio-Oligoceno inferior (Formación San José), mientras que al este se extruyen lavas basálticas durante el Eoceno (BIMCC). Se reconoce la icnofacies de *Glossifungites*, en el techo de la Formación San José, señalando el comienzo de la transgresión del mar "Patagoniano". Posteriormente, se desarrolla un ambiente estuarino con influencias mareales, que evoluciona a un ambiente de plataforma marina, y finalmente, a un ambiente con influencias mareales, posiblemente estuarino (Formación Guadal), en un ciclo transgresivo-regresivo durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. Luego, en el Mioceno inferior alto-Mioceno medio bajo, se desarrolla un ambiente fluvial meandriforme asociado a volcanismo piroclástico (Formación Santa Cruz), y finalmente la extrusión de lavas basálticas (BSMCC) en el Mioceno medio-Mioceno superior, y en el Plioceno. La evolución de los sistemas fluviales de las formaciones Ligorio Márquez y San José se asocian a disminuciones de la pendiente, o aumento en el espacio de acomodación relacionados a la subsidencia previa a la extrusión de los BIMCC, y a la transgresión marina del "Patagoniano" (representada por la Formación Guadal), respectivamente.

Se puede inferir que, al menos en el área de estudio, hubo un mecanismo que generó subsidencia y acomodación casi continua durante gran parte del Cenozoico, posiblemente asociada a un evento tectónico extensional. La excepción es la Formación Santa Cruz, sedimentada durante el alzamiento de los Andes, en un contexto compresivo. Se sugiere entonces, que hay dos eventos tectónicos compresivos durante el Cenozoico en los APC: pre-Paleoceno superior? y Mioceno inferior-Mioceno medio, por lo menos localmente, predominando durante la mayor parte del tiempo las condiciones extensionales (o neutrales) asociadas a la subducción de dos dorsales oceánicas en el Eoceno y en el Neógeno, respectivamente.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En la región de Aysén, se registran una serie de unidades cenozoicas bien expuestas en el área de la Meseta Guadal, Meseta de Chile Chico y sectores aledaños situados más al este, cerca del límite con Argentina, constituyendo un importante registro de unidades cenozoicas ubicadas en el eje axial y flanco este de los Andes Patagónicos Centrales. Esta sucesión está constituida por: la Formación Ligorio Márquez, la Formación San José, los Basaltos Inferiores de la Meseta de Chile Chico (BIMCC), la Formación Guadal, la Formación Santa Cruz y los Basaltos Superiores de la Meseta de Chile Chico (BSMCC).

Las edades de las formaciones que constituyen esta secuencia cenozoica son discutidas por diversos autores, abarcando un rango que va desde el Paleoceno superior hasta el Plioceno. Sin embargo, la cronología no ha sido del todo acotada y queda abierta a la discusión. Las edades se han determinado por diversos métodos. Para la Formación Ligorio Márquez (Paleoceno superior), se determina por contenido paleoflorístico y relaciones de contacto con los BIMCC (Troncoso y otros, 2002; Suárez y otros 2000; Yabe y otros, 2006). Para la Formación San José (Eoceno), se determina por contenido paleoflorístico (Troncoso, A., comunicación escrita, 2003, en De la Cruz y otros, 2004), posición estratigráfica y correlaciones con otras formaciones (De la Cruz y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006). Los BIMCC (Eoceno) por dataciones con el método K/Ar (De la Cruz y Suárez, 2008). La Formación Guadal (Oligoceno superior-Mioceno inferior) por su correlación estratigráfica y fosilífera con la Formación Monte León (Frassinetti y Covacevich, 1999), y una edad mediante datación radiométrica U-Pb SHRIMP de 28 Ma, en una toba situada en la base de la Formación Guadal en Pampa Guadal (Suárez y otros, 2008, en De la Cruz y Suárez, 2008). La Formación Santa Cruz (Mioceno inferior alto-Mioceno medio bajo) por contenido de vertebrados fósiles típicos del SALMA (*South American Land Mammal Age*) Santacruciano (Flynn y otros, 2002; Bostelmann y Buldrini, 2012), el cual ha sido acotado entre los 17 a 16,3 Ma por Flynn y Swisher (1995), y entre ~18,2 a ~15,6 Ma por Cuitiño y otros (2016). Finalmente, los BSMCC (Mioceno medio-superior), a partir de dataciones K/Ar en roca total, anfíbolos, biotitas y plagioclasas que arrojaron edades de 16 a 7 Ma (Charrier y otros, 1979a y b; Baker y otros, 1981;

Flynn y otros, 2002; Espinoza y Morata, 2003; De la Cruz y Suárez, 2008). Como se señaló anteriormente, estas edades son discutibles, ya que, pese a que hay algunas que cuentan con dataciones radiométricas (BIMCC, BSMCC y Formación Guadal) las edades de otras unidades se han obtenido a partir de correlaciones litoestratigráficas con formaciones argentinas contenido fosilífero y relaciones de contacto entre las distintas unidades geológicas (Marshall y Salinas, 1990, en Troncoso y otros, 2002).

El ordenamiento estratigráfico de las unidades varía según las localidades estudiadas. En el sector de Meseta Guadal, De la Cruz y Suárez (2006) y De la Cruz y otros (2004) indican que la Formación Ligorio Márquez sobreyace en inconformidad al Complejo Metamórfico Andino Oriental y en discordancia y paraconformidad a unidades volcano-sedimentarias del Mesozoico (formaciones Ibáñez y Toqui, respectivamente). Sobre la Formación Ligorio Márquez, sobreyacen de forma concordante a las formaciones San José, Guadal y Santa Cruz. Hay que mencionar que los límites entre las formaciones Ligorio Márquez y San José no son del todo diferenciables en este sector, lo que, sumado a los ya mencionados problemas de dataciones de las unidades, no permiten una clara identificación y delimitación de ambas. Por otro lado, en la zona de Mina Ligorio Márquez, aflora la formación homónima en discordancia con la infrayacente Formación Toqui (De la Cruz y Suárez, 2008), del Jurásico-Cretácico Inferior y con la Formación Divisadero, del Cretácico Inferior, previamente denominadas como Tobas Los Flamencos (Suárez y otros, 2000; Suárez y De la Cruz, 2000). La Formación Ligorio Márquez es sobreyacida por los BIMCC en discordancia, y sobre éstos, sobreyace la Formación Guadal (De la Cruz y Suárez, 2008). Esta última unidad es sobreyacida por los BSMCC, pero al este de la Falla Jeinemeni, es sobreyacida concordantemente por la Formación Santa Cruz. Sobre esta última formación no se expone ninguna unidad en el área de estudio, pero se ha documentado que subyace en discordancia a los basaltos del Mioceno-Plioceno de la Formación Meseta Lago Buenos Aires en el lado argentino (De la Cruz y Suárez, 2008).

Como puede observarse, estas unidades (Formación Ligorio Márquez, Formación San José, BIMCC, Formación Guadal, Formación Santa Cruz, BSMCC) aparecen en forma concordante o en paraconformidad, y según la información disponible, no hay ningún contacto entre ellas que

permitan dilucidar alguna discontinuidad, salvo la discordancia entre la Formación Ligorio Márquez y los BIMCC observada por De la Cruz y Suárez (2008).

Es importante mencionar que el área de estudio se sitúa en los Andes Patagónicos Centrales en el segmento sur ($43^{\circ}30'$ - $46^{\circ}30'$ S) (Ramos y Ghiglione, 2008). Esta región de la Cordillera de los Andes ha experimentado periodos alternos de tectónica de extensión y contracción a lo largo del Cenozoico (Mpodosis y Ramos, 1989; Jordan y otros, 2001; Charrier y otros, 2002; Encinas y otros, 2016b). Dado las altas tasas de exhumación que se generaron durante el alzamiento andino, gran parte del registro cenozoico ha sido erosionado, por tanto, la secuencia en análisis permitirá conocer mejor lo acontecido durante este periodo de tiempo en estas latitudes.

Teniendo en cuenta estos antecedentes, se propone como hipótesis de trabajo que todas estas unidades se depositaron en forma continua, sin hiatos significativos entre ellas. Para poder comprobar dicha hipótesis, se pretende entonces dilucidar la cronología de las unidades sedimentarias cenozoicas expuestas en el área de estudio mediante dataciones radiométricas U-Pb, el análisis de su ordenación estratigráfica y sedimentológico.

Este proyecto fue financiado gracias al Proyecto Fondecyt 1151146: "Tectonosedimentary evolution of the mid-Cenozoic basins in the forearc and Main Andean Cordillera of south-central Chile ($\sim 36^{\circ}\text{S}$ - 43°S)", Región de Aysén, y al Programa de Fomento y Transferencia Tecnológica en Exploración Minera, Código BIP N°30114940-0, de la SEREMI de Minería, Región de Aysén.

1.2. HIPÓTESIS

La principal hipótesis de este trabajo es que la sucesión de unidades sedimentarias y volcánicas del Cenozoico que afloran en la Meseta Guadal, Meseta Chile Chico y sectores aledaños a estas, se habrían sedimentado en forma continua.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo general

El objetivo global de esta memoria de título es aportar nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para las formaciones Ligorio Márquez, San José, Guadal y Santa Cruz, en el área delimitada entre los 46°32'S-47°08'S y los 71°35'W-72°50'W.

1.3.2. Objetivos específicos

- Determinar la edad de las formaciones Ligorio Márquez, San José, Guadal y Santa Cruz.
- Determinar a grandes rasgos el ambiente de sedimentación de las formaciones Ligorio Márquez, San José, Guadal y Santa Cruz.
- Determinar la ordenación estratigráfica y relaciones de contacto entre las formaciones Ligorio Márquez, Basaltos Inferiores de la Meseta de Chile Chico, San José, Guadal, Santa Cruz y Basaltos Superiores de la Meseta de Chile Chico.

1.4. TRABAJOS PREVIOS DESTACADOS

Los primeros estudios estratigráficos sobre las formaciones cenozoicas tratadas en el presente estudio, fueron realizados por Niemeyer (1975), quien en su memoria de título estudia la geología del área comprendida entre el Lago General Carrera y el Río Chacabuco (Provincia de Aysén), caracterizando las principales formaciones de este sector, realizando perfiles y columnas estratigráficas, estimando edades, ambientes y correlaciones. En el marco de su trabajo describe a las formaciones Guadal (equivalente a las formaciones Ligorio Márquez, San José y Guadal), Río Zeballos (equivalente a la Formación Santa Cruz), y finalmente los Basaltos de la Meseta de Buenos Aires sobreyaciendo a las unidades anteriores (equivalentes a los BIMCC, BSMCC y unidades basálticas de edades más jóvenes). Suárez y otros (2000) estudian y definen a la Formación Ligorio Márquez, su litología y contenido florístico. Flint y otros (1994) también realizan columnas estratigráficas de las Formaciones San José (a la cual definen), Guadal, y Galera

e interpretan sus ambientes de sedimentación. De la Cruz y otros (2004) reconocen y nombran para el área de estudio a la Formación Santa Cruz, equivalente al Grupo Río Zeballos de Niemeyer (1975) o la Formación Galera de Flint (1994).

Estudios sobre contenido fosilífero han sido realizados por Frassinetti y Covacevich (1999), quienes clasificaron la fauna marina fosilífera de Formación Guadal, siendo el estudio más completo para dicha formación. Para la Formación Santa Cruz, hay trabajos sobre fósiles entre los cuales están los de Flynn y otros (2002) y Bostelmann y Buldrini (2012), en las latitudes del área de estudio. Respecto a las trazas fósiles, existen estudios preliminares que señalan la existencia de marcas de raíces en la Formación Santa Cruz (De la Cruz y Suárez, 2008; De la Cruz y Suárez 2006), las cuales también han sido reconocidas en el lado argentino, además de trazas de insectos (Krapovickas, 2012; Giacosa y Franchi, 2001; Zapata y otros, 2016). En la Formación Guadal, por otra parte, también se ha documentado la existencia de trazas fósiles, pero la determinación de icnogéneros y su integración con el ambiente sedimentario no ha sido tratada (De la Cruz y Suárez, 2008; De la Cruz y Suárez 2006; De la Cruz y otros, 2004). También existe documentación de trazas de raicillas fósiles en las formaciones Ligorio Márquez (De la Cruz y Suárez, 2006; De la Cruz y Suárez, 2008), San José (De la Cruz y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006; De la Cruz y Suárez, 2008) y Guadal (De la Cruz y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006).

Espinoza y Morata (2003), Espinoza y otros (2005), Guivel y otros (2006), entre otros, estudian las extrusiones basálticas del Eoceno y el Mio-Plioceno, su geoquímica, edades e interpretaciones tectónicas.

Se han realizado también mapas geológicos del lado chileno por Niemeyer y otros (1984), De la Cruz y otros (2004), De la Cruz y Suárez (2006) y De la Cruz y Suárez (2008), además del mapa geológico de escala 1:1.000.000 de SERNAGEOMIN (2003). En el lado argentino, han sido realizados mapas geológicos por Ecosteguy y otros (2003), Giacosa y Franchi (2001) y Dal Molin y otros (1998). Estos autores señalan y describen las principales unidades geológicas de la zona, interpretaciones de edades, ambientes de formación, tectonismo, entre otras, presentes en sus respectivas áreas de estudio.

Interpretaciones sobre el contexto tectónico han sido realizadas por Mpodozis y Ramos (1989); Jordan y otros (2001), Charrier y otros (2002), Encinas y otros (2016a y b), Cande y Leslie (1986), Flint y otros (1994), Lagabrielle y otros (2007), Ramos y Ghiglione (2008), Ramos (2005), Encinas y otros (2017), Suárez y De la Cruz (2000), Ramos y Kay (1992), Kay y otros (2002), Thompson y otros (2001), entre otros.

1.5. UBICACIÓN Y ACCESOS

La zona de estudio se ubica en la Región de Aysén, en el área comprendida entre las coordenadas los 46°32'-47°08'S y los 71°35'-72°50'W, limitando al norte con el Lago General Carrera y al sur del Río Chacabuco, al oeste con la Localidad de Puerto Guadal, y al este con el Río Jeinemeni. Los afloramientos se encuentran distribuidos entre los sectores de Meseta Guadal, la Meseta de Chile Chico, y sectores aledaños (Figura 1.1).

Comprende las cartas geológicas “Geología del área Puerto Guadal-Puerto Sánchez” (De la Cruz y Suárez, 2006) de escala 1:100.000, “Geología del área Chile Chico-Río de las Nieves” (De la Cruz y Suárez, 2008) de escala 1:100.000, y “Área Oriental de la Hojas Cochrane y Villa O'Higgins” (De la Cruz y otros, 2004), de escala 1:250.000 en Chile. En Argentina, abarca las hojas siguientes: “Hoja geológica 4572-IV, Alto Río Senguer” (Dal Molín y otros, 1998), de escala 1:250.000, “Hojas Geológicas 4772-III y 4772-IV, Lago Belgrano y Lago Posadas” (Giacosa y Franchi, 2001), de escala 1:250.000, y “Hoja Geológica 4772-II, Lago Buenos Aires” (Ecosteguy y otros, 2003), de escala 1:250.000.

Para acceder a los sitios dónde se realizaron las columnas estratigráficas hay que llegar, en primer lugar, hasta la ciudad de Balmaceda por vía aérea desde Santiago. Una vez en Balmaceda, se llega por vía terrestre (con locomoción propia) a la localidad de Puerto Guadal, primero saliendo por la Ruta 260 hacia el oeste hasta intersectar con la Ruta 7 o Carretera Austral, y luego debe tomarse rumbo hacia el sur. Desde Puerto Guadal, por medio de esta misma ruta, con dirección al sur, se puede acceder a los sectores de Pampa Guadal y Pampa Castillo. Para poder acceder a los sectores de Estero Las Dunas y Las Horquetas desde Puerto Guadal, se debe avanzar por la ruta 265 (que

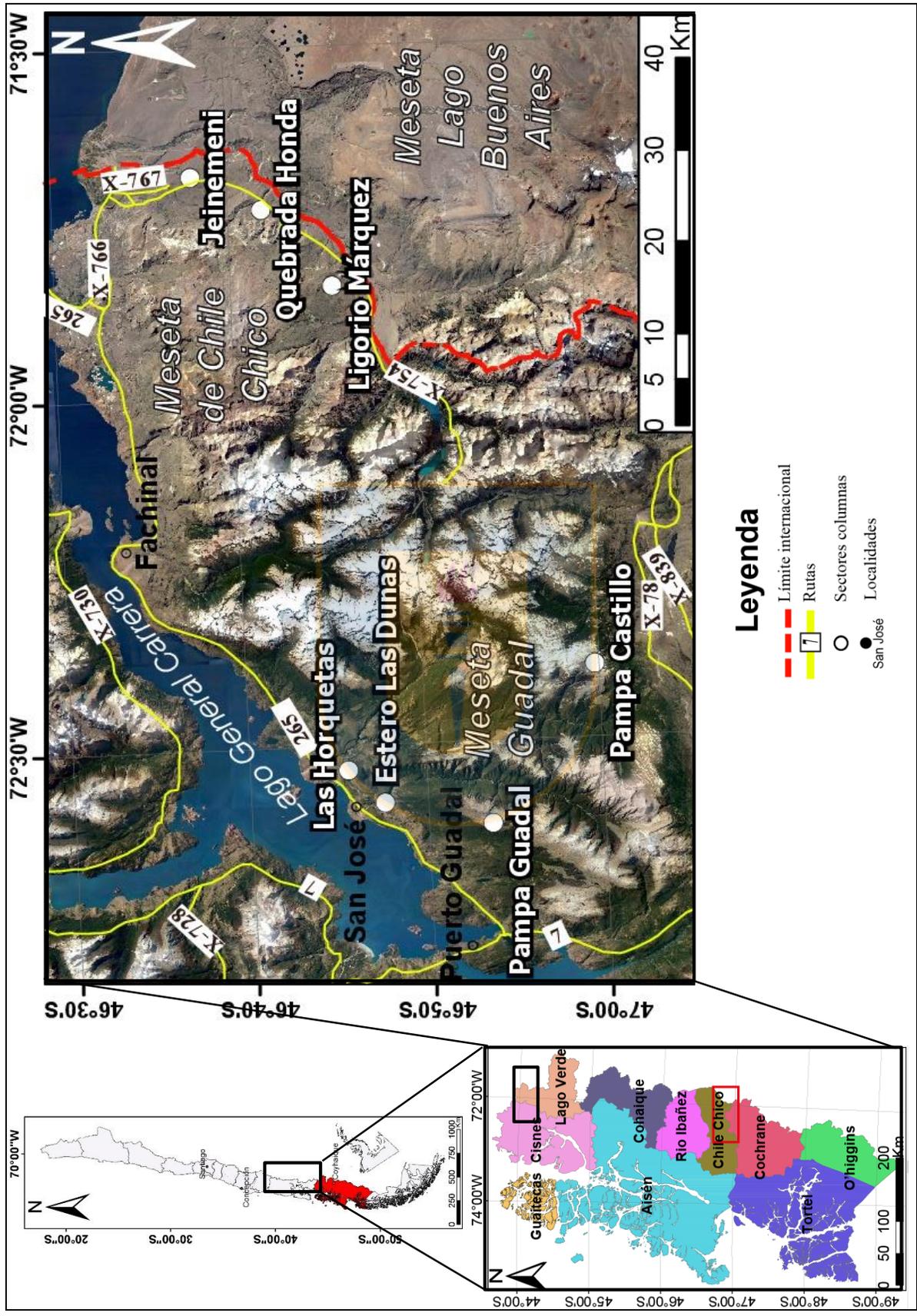


Figura 1.1 Ubicación del área de estudio.

conecta con Chile Chico). Para ir a los afloramientos más orientales del área de estudio, hay que continuar por la ruta 265 hasta llegar a Chile Chico, y luego tomar la Ruta X-754 hacia el sur, donde se encuentran los sectores Jeinemeni, Quebrada Honda y Mina Ligorio Márquez.

Otra alternativa es ir en barcaza desde Puerto Ibáñez hasta Chile Chico. Para ello, se sale desde Balmaceda por la ruta 260, después se accede al sur por la ruta 7 y luego hay que tomar la izquierda por la ruta X-65 hasta Puerto Ibáñez, pero se recomienda programarlo con anticipación.

1.6. AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer este logro, a todas aquellas personas que pacientemente me apoyaron durante todos estos años, entregándome ánimo, amor y consejo de alguna forma. Le agradezco en primer lugar, a mi profesor guía, Alfonso Encinas, por incluirme en su proyecto, por su paciencia y dirección en el desarrollo de esta memoria. También a todo el personal de esta linda Universidad de Concepción. Agradecer a todos mis profesores, porque gracias a cada uno de ellos he obtenido el conocimiento suficiente y las herramientas para poder seguir creciendo como profesional y como persona. A mis profesoras de comisión, Verónica Pineda y Verónica Oliveros, por aceptar ser partícipes de este proceso. Al profesor Luis Arturo Quinzio, quién también me dio consejos y me aportó tanto para correcciones, consultas, ánimo, buena disposición, alegría y buena energía. A mis amigos y compañeros Ricardo Riffo y Pablo Molina, quienes me ayudaron transmitiéndome su conocimiento, y fueron capaces de soportarme todos los días que duró el terreno jajaja. Además, respondían con mucho entusiasmo todas dudas que tuve en este camino de la realización de mi memoria. También a todo el personal del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, don Raúl, Luchito, Iván, Carlitos, Pedrito, Mauricio, Gerardo, Lucy, María Esperanza y Carolina por toda la buena vibra que impregnan en este lugar y por lo que han hecho por mí durante la carrera, ayudando y asistiendo, incluso cumpliendo más allá de sus deberes, solamente por amabilidad y muy buena disposición para hacer las cosas.

Agradecer a mis padres, Marta Figueroa y Marcos Carrasco, por siempre inculcar en mí el desarrollo personal, confiando en mis habilidades y transmitiéndome que no hay cosas imposibles, simplemente se necesita dedicación, esfuerzo y amor por lo que se hace, gracias a quienes he

alcanzado los valores y convicciones que hoy tengo, y la solidez necesaria para desenvolverme en este mundo. Agradecer a mis hermanos, Melissa, Cami y Eduardo, quienes siempre me han acompañado en aventuras, juegos y risas, con quienes también he aprendido mucho de la vida en convivencia. Agradecer a mi hermosa Nahla, mi perrita, porque cada vez que mueve su colita y jugamos a la pelota, me inyecta una felicidad única, y me invita a saborear cada momento de la vida como si fuese el único. Agradecerle a mi familia, mis abuelos, Elsa, Rafael, Sonia y Francisco, abuelos que aún tengo la dicha de tener con vida, para poder presenciar este momento, en que su primera nieta logra salir de la Universidad, sueño que no sólo es mío, sino de toda mi linda familia. A mis tíos y mis primos, por su gran buena onda, porque siempre me alentaban a seguir adelante, especialmente a mis padrinos Nelson y Paula, con quienes sé que puedo contar siempre. También le agradezco a mi pololo, Diego, por su amor, palabras de aliento y por acompañarme en esta hermosa aventura de la vida. A mi amiga Ashi, con quien transitamos más o menos el mismo recorrido en el desarrollo de nuestras memorias, y cuyas cervezas artesanales siempre me daban el ánimo necesario para seguir resistiendo, y reitero también a Ricardo Riffo pues ha sido un gran amigo de la vida, y siempre dispuestos a apoyarme en mis locuras. Agradecer a mi amiga Camila Quiroz por su sincera amistad, a mi amiga Katuski, por brindarme apoyo durante el desarrollo de la memoria y en la vida misma. A mis amigos Frodo y Pancho por acompañarme en la danza y en momentos alegres, a mi amigo Alfredo porque muchas veces dedicó hartos tiempos en apoyarme y enseñarme cosas cuando me complicaban, a mi amigo Arturo Bravo por sus materiales que compartía muy amablemente conmigo y con quien se lo pidiera, de muy buena voluntad y al Seba Garrido por sus tallas que siempre me hacen reír y por su apoyo durante la carrera.

Como no agradecer a la hermosa Danza, porque ha sido una vital ayuda en mi desarrollo como persona y parte plena de mi vida, entregándome felicidad para poder seguir valorando la vida, y tener fuerzas para lograr cualquier objetivo. Y finalmente, agradecer a Dios y a la vida misma, porque pese a que el camino no ha sido siempre fácil, me considero afortunada de tener a mis seres amados cerca, el tesoro más importante, y poder hacer lo que me apasiona en la vida, un lujo que no cualquiera tiene, y que hoy más que nunca valoro con el alma. Como dice la gran Violeta Parra: “Gracias a la vida, que me ha dado tanto”.

¡Gracias a todos por soñar junto conmigo!

2. ETAPAS, FUNDAMENTOS Y METODOLOGÍA

2.1. ETAPAS

2.1.1. Gabinete 1

- Recopilación de mapas topográficos y geológicos del área de estudio y bibliografía relacionadas al tema de estudio.

2.1.2. Terreno

- Se realizó en dos campañas: la primera entre los días 15 de abril y 5 de mayo de 2015, y la segunda entre los días 2 y 12 de diciembre de 2015.
- Levantamiento de columnas estratigráficas, describiendo litología, estructuras sedimentarias, fósiles y trazas fósiles.
- Recolección de muestras para láminas delgadas y para dataciones U-Pb.

2.1.3. Gabinete 2

- Dibujo y descripción de columnas estratigráficas y mapa geológico de la zona, utilizando softwares (ArcGis y Adobe Illustrator).
- Análisis de facies de las formaciones en estudio.
- Envío de muestras de roca a Víctor Valencia, de la Universidad Estatal de Washington, para llevar a cabo dataciones U-Pb.
- Análisis de los datos obtenidos en laboratorio para las muestras U-Pb y determinación de las edades de las formaciones en estudio.
- Correlación con depósitos terciarios de Chile y Argentina.
- Analizar toda la información disponible para la redacción de esta memoria de título.

2.2. FUNDAMENTOS Y METODOLOGÍA

2.2.1. Edad y proveniencia de las formaciones terciarias

2.2.1.1. Geocronología U-Pb de LA-MC-ICPMS en circones detríticos.

La geocronología en circones detríticos es una herramienta esencial en la investigación de las Ciencias de la Tierra, ya que este mineral, al ser muy resistente, se preserva bien en las arenas que constituyen las formaciones sedimentarias. Estos circones proceden de la erosión de rocas más antiguas, por lo tanto, datarlos otorga información de las unidades que constituyeron su fuente. Además, si estos circones provienen de tobas, los resultados sobre la edad de la formación en estudio son mucho más confiables, puesto entregarían edades similares a la del volcanismo contemporáneo responsable a la sedimentación de dicha toba. Los circones contienen cantidades trazas de Uranio y Torio. El sistema U-Pb es particularmente importante debido a que tiene tres cronómetros disponibles ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ y $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$). Las edades pueden utilizarse para restringir la edad de sedimentación de las formaciones sedimentarias e interpretar su área de procedencia.

Para determinar la edad de los circones detríticos de las distintas formaciones sedimentarias en estudio, se realiza en primer lugar, un muestreo de aproximadamente 10 Kg de roca para cada una de las 11 muestras seleccionadas en terreno para Geocronología U-Pb en circones. Éstos últimos fueron extraídos en ZirChron LLC, Tucson AZ, siguiendo los métodos tradicionales de separación de minerales. Estos procedimientos fueron llevados a cabo por Víctor Valencia, de la Universidad Estatal de Washington.

Los circones de la fracción no magnética fueron seleccionados a mano bajo el microscopio (aproximadamente 100-500 circones) y montados en un disco de epoxy de 1 pulgada de diámetro y ligeramente molido y pulido para dejar expuesta la superficie y mantener la máxima cantidad de material posible para análisis de ablación con láser.

Después de la obtención de imágenes de catodoluminiscencia (CL), se realizaron los análisis de U-Pb de LA-ICP-MS usando un láser UV de 213 nm de nueva onda Nd: YAG, acoplado a un ICP-MS de elemento magnético ThermoFinnigan Elemento 2 de doble colector. Los procedimientos y parámetros operativos son similares a los de Chang y otros (2006). El tamaño del punto láser y la tasa de repetición fueron de 30 micras y 10 Hz, respectivamente. Los gases portadores Ar/Ar entregaban la muestra de aerosol al plasma. Cada análisis consiste en un análisis en blanco corto seguido de 250 barridos a través de las masas 202, 204, 206, 207, 208, 232, 235 y 238, tomando aproximadamente 30 segundos. El fraccionamiento independiente del tiempo se corrigió normalizando las relaciones U/Pb y Pb/Pb de las incógnitas con los estándares de zircón (Chang y otros, 2006).

Las concentraciones de U y Th se controlaron comparando con el estándar de zircón 91500 (Wiendenbeck y otros, 1995). Se utilizaron dos estándares de zircón: Plesovice, con una edad de 338 Ma (Slama y otros, 2008) y Fish Canyon Tuff, con una edad de 28,4 Ma (Schmitz y Bowring, 2001). Las correcciones de Pb común se hicieron utilizando el método ^{207}Pb (Williams, 1998).

Las edades U/Pb resultantes se grafican en diagramas de probabilidad de edad relativa mediante la aplicación Probability Density Plot del software ISOPLOT (Ludwig, 2003) e incluyen las edades de los picos más importantes que representan a grupos de circones que pueden constituir posibles edades de proveniencia. Los softwares utilizados estudian los grupos de edades principales dentro de una población de circones mediante picos de probabilidad, identificando cada pico con al menos tres análisis traslapados en sus incertidumbres, además del número de análisis que contribuye para formar cada pico (Gehrels, 2012). La distribución de las edades, se grafica como espectros de edades en forma de curvas de probabilidad de edades relativas. Estas curvas se generan mediante la suma de la distribución de la edad de cada análisis individual, considerando que el error se distribuye normalmente (Ludwig, 2003). Los errores de la edad máxima de depósito del circonio U-Pb se informan utilizando la suma cuadrática del error analítico más el error sistemático total para el conjunto de análisis (Valencia y otros, 2005).

A través del algoritmo se permite evaluar la complejidad de las edades y determinar si un grupo de circones es o no co-genético mediante la comparación de edades, concentraciones de U, razones

U/Th y la posición del análisis dentro de los granos (borde o núcleo; Gehrels, 2012). Estas últimas sirven para determinar el origen genético.

2.2.2. Ambiente sedimentario

2.2.2.1. Estudios sedimentológicos

El concepto de facies fue primeramente introducido por Nicholas Steno en 1669, y su actual definición fue otorgada por Gressly (Gressly, 1838, en Vera, 1994). Este concepto se refiere a la suma total de los aspectos paleontológicos y litológicos de una unidad estratigráfica, siendo modificada posteriormente por varios autores, pero conservando el objetivo propuesto por Gressly (1838). Ahora bien, la asociación de ambientes modernos con ambientes antiguos probablemente fue realizada por primera vez por Johannes Walther en 1893, quien observa que hay una analogía entre procesos geológicos antiguos y modernos (Middleton, 1973). Entonces, en su mayoría, los procesos antiguos se explicarían prestando atención a las características de los sedimentos recientes y de las rocas sedimentarias más antiguas, pudiendo modelar diferentes ambientes sedimentarios a partir de esto.

Se procede a hacer un estudio de facies sedimentarias de las formaciones terciarias de Meseta Guadal, Meseta Chile Chico y sectores aledaños, lo que, en conjunto con la información entregada por las trazas fósiles, permitirán determinar sus ambientes sedimentarios. Para ello se realizó el siguiente procedimiento:

- 1) Se levantaron once columnas estratigráficas, en las cuales se efectuaron descripciones litológicas y fosilíferas por tramos, además de identificar y caracterizar las estructuras sedimentarias y trazas fósiles.
- 2) Se digitalizan las columnas mediante el software Adobe Illustrator C5.
- 3) Cada tramo se analiza para definir las diferentes facies sedimentarias.

- 4) Se determinan asociaciones de facies.
- 5) Las asociaciones de facies definidas se comparan con modelos sedimentarios existentes, pudiendo así asociarlas con alguno de éstos, y determinar los ambientes sedimentarios de las formaciones en estudio. Como una guía para las descripciones de facies fluviales y su interpretación se utilizan los trabajos de Miall (1977, 1985 y 2006), aunque con modificaciones. Para la Formación Guadal, se utilizaron los libros de texto de Einsele (1992) y Posamentier y Walker (2006).

2.2.2.2. Análisis icnológico

La icnología es una disciplina de la paleontología que trata del estudio de las trazas fósiles, es decir, de las impresiones o vestigios de la actividad de los organismos que existieron en el pasado geológico. Son importantes porque complementan la descripción del organismo y ayudan a su clasificación e interpretación (Simpson, 1975, en Frey y otros, 1980), ya que constituyen un registro del comportamiento in situ de los organismos (Pemberton y otros, 1992b). El estudio de las trazas fósiles tiene numerosas aplicaciones en distintas disciplinas vinculadas a la paleontología y a la sedimentología, principalmente en la determinación de las condiciones ambientales dominantes, por lo que los icnofósiles proporcionan información valiosa en el análisis estratigráfico secuencial y de facies sedimentarias, en la determinación de procesos sedimentarios y en la definición de facies (Pemberton y otros, 2001; Buatois y otros, 2002; Buatois y Mangano, 2011). Los principales controles en la distribución de trazas fósiles son el tipo de sustrato, la energía, el contenido de nutrientes, la oxigenación, la salinidad, las tasas de sedimentación y la erosión. La batimetría constituye, entonces, un control de segundo orden (Zambrano, 2011).

En este estudio, para reconocer y estudiar las trazas fósiles, en primer lugar, se fotografían, bosquejan y ubican en sus respectivas columnas estratigráficas. Posteriormente, se comparan las observaciones con bibliografía de literatura acorde, tales como los trabajos de Gerard y Bromley (2008) y de Buatois y Mángano (2011), además de consultar a Luis Buatois de la Universidad de Saskatchewan, y a Luis Zapata, de la Universidad Nacional de La Plata (UNLP), quien ha estudiado trazas fósiles en la Formación Santa Cruz (Zapata y otros, 2016).

3. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

3.1. GEOLOGÍA REGIONAL

Las unidades geomorfológicas definidas a la latitud del área de estudio son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera de los Andes y Patagonia Extra-andina. La Cordillera de la Costa presenta un relieve moderado, con valles intensamente erosionados por acción glacial, además de las inundaciones marinas acaecidas en el Plioceno-Cuaternario. La Depresión Central, Depresión Intermedia, Longitudinal o Valle Central, se halla sumergida total o parcialmente. En la Región de Aysén, dicha Depresión Intermedia aparece entre las latitudes 45°S y 46°S, incluyendo al Canal Moraleda y parte de la Isla Traiguén, y luego comienza a desaparecer gradualmente. La Depresión Intermedia reaparece nuevamente entre los 46°30'S y los 47°S, abarcando parte del Istmo de Ofqui, lugar donde desaparece definitivamente. La Cordillera de los Andes a esta latitud se denomina Cordillera Patagónica o Andes Patagónicos, unidad geomorfológica que se inicia en la costa de Chiloé Continental y llega hasta la Precordillera Argentina. Presenta abundantes valles de erosión glacial y las cotas, en general, no alcanzan los 2.000 m s.n.m. salvo excepciones como, por ejemplo, el Monte San Lorenzo (3.706 m s.n.m.) y el Monte San Valentín (4.058 m s.n.m.). La Patagonia Extra-andina se caracteriza por mesetas escalonadas de oeste a este, sierras, bajos, depresiones y valles fluviales, además de zonas de mesetas cubiertas por basaltos cenozoicos. En la Patagonia Extra-andina, existe una serie de serranías de cumbres de poca altura. Las sierras más importantes son las Patagónides, las que no superan los 2.000 m s.n.m. Además, a ~200 km al este de la Cordillera de los Andes, una cordillera conocida como La Faja Corrida y Plegada San Bernardo permite el afloramiento de rocas del Meso-Cenozoico, y constituye la parte central de los 600 km de extensión del antepaís Patagónico (Bilmes y otros, 2013; Gianni y otros, 2015).

Se puede observar las unidades geológicas presentes tanto a nivel regional (Figura 3.1), y a nivel local (Figura 3.2), en el área de estudio. Un punto a destacar, es que el mapa geológico de la Figura 3.2 fue realizado a partir del ordenamiento estratigráfico propuesto en el presente trabajo (Capítulo 6.5).

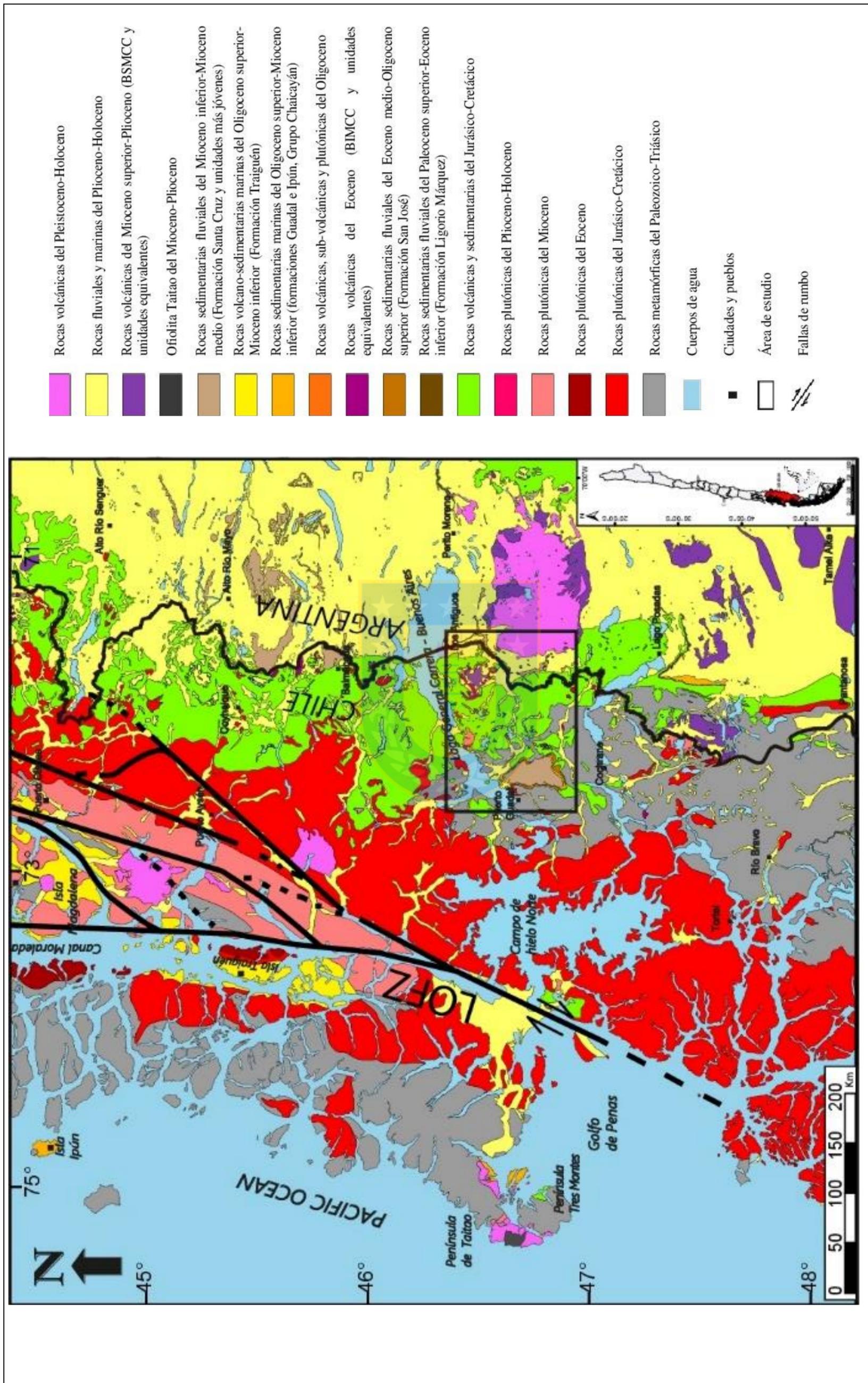


Figura 3.1 Mapa Geológico Regional. El rectángulo negro muestra el área de estudio. Modificado de Sernageomin (2002); Giacosa y Franchi (2001); Ecosteguy y otros, (2003); Dal Molín y otros (1998); De la Cruz y otros (2004); De la Cruz y Suárez (2006); De la Cruz y Suárez (2008). LOFZ: Zona de Falla Liqueñe Ofqui (*Liqueñe Ofqui Fault Zone*).

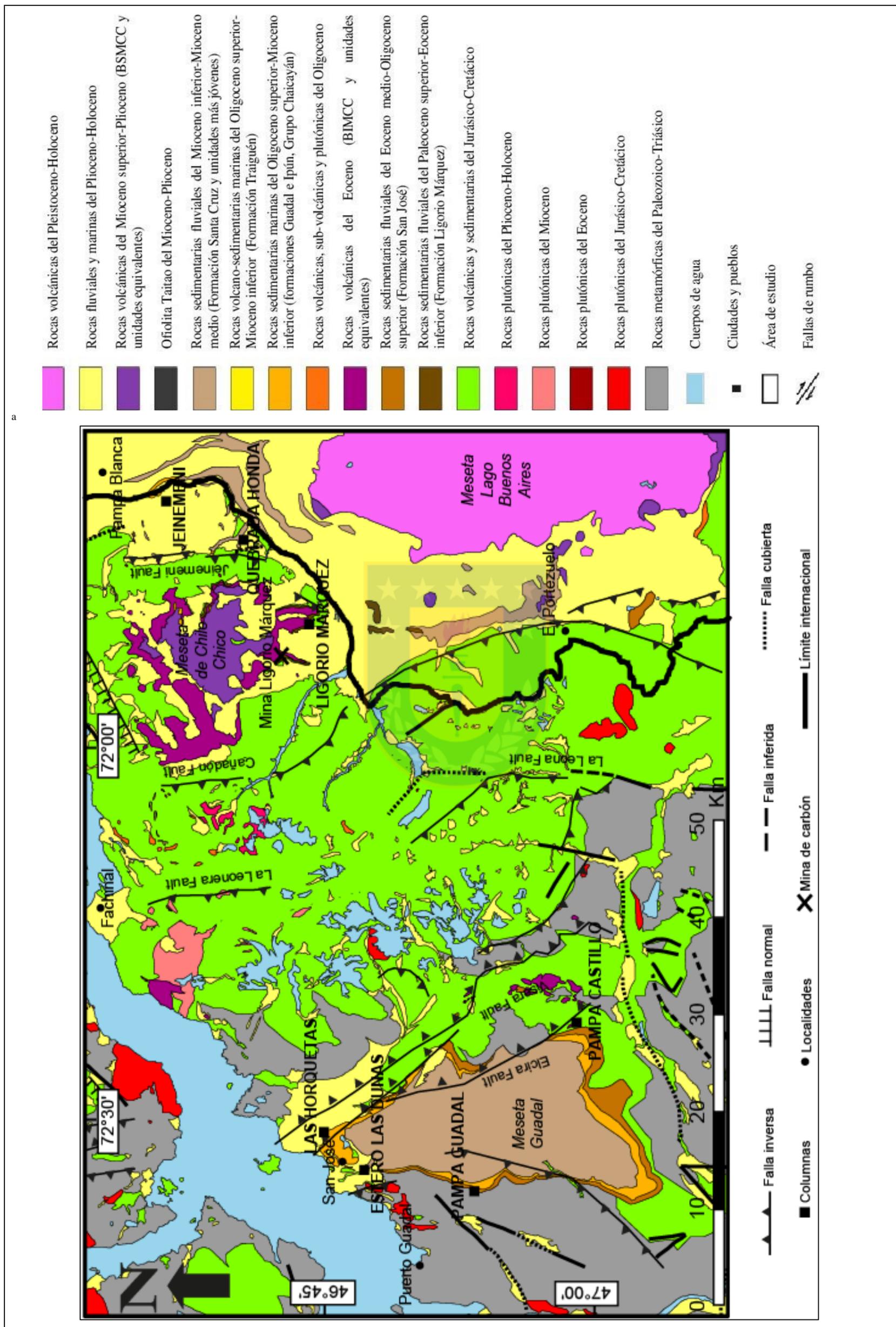


Figura 3.2 Mapa Geológico del área de estudio. Modificado de la Cruz y otros (2004); De la Cruz y Suárez (2006); De la Cruz y Suárez (2008).

Respecto a la distribución de las unidades geológicas a estas latitudes, el Punto Triple Chileno marca un límite importante en la distribución al norte y sur de esta latitud. Al norte, se delimitan 3 cinturones de orientación N-S:

Cinturón occidental: coincide con la Cordillera de la Costa, se conforma por rocas metamórficas de edad Paleozoico-Triásico (Hervé y otros, 2003) y subordinadamente rocas sedimentarias, volcánicas y plutónicas. Las principales unidades geológicas son:

- a) Complejo Metamórfico de los Chonos (225-200 Ma, Thomson y otros, 2000): es la unidad que abarca la mayor área. Representa un complejo acrecionario fósil (Davidson y otros, 1987, en Hervé y otros, 1999).
- b) Las formaciones sedimentarias marinas Puerto Barroso (Barremiano-Aptiano), Ipún (Mioceno), Grupo Chaicayán (Mioceno superior), y Formación Guamblin (Plioceno superior).
- c) Plutón Península Gallegos-Isla Clemente (Cretácico Superior).
- d) Ofiolita Isla Barrientos (13-6 Ma, Mioceno): rocas ultramáficas (peridotitas) serpentinizadas (Nelson y otros, 1993), complejos de diques, gabros y rocas volcanoclásticas que conforman una completa secuencia de litósfera oceánica (Lagabrielle y otros, 2000). Aflora al oeste de Península Tres Montes.
- e) Ofiolita Taitao (Mioceno-Plioceno): aflora en la Península de Tres Montes (Mpodozis y otros, 1985b). Corresponde a un complejo de serpentinitas, gabros, enjambres de dique diabásicos y lavas, con intercalaciones de sedimentos, que fue nombrada por primera vez por Forsythe y otros (1986) (Mpodozis y otros, 1985a). Aunque presenta una “estratigrafía” similar a la otros complejos ofiolíticos, posee una inusual afinidad geoquímica “calcoalcalina” (Forsythe y otros, 1985).
- f) La Suite intrusiva de Taitao (Plioceno): definida por Kaeding y otros (1990), está compuesta por ocho plutones, stocks y sills que intruyen a la secuencia de Taitao. Su origen se asociaría a la colisión de la Dorsal de Chile debido a la estrecha relación temporal, según el modelo teórico que relaciona la colisión de un centro de expansión activo en un margen convergente y magmatismo cercano a la fosa (De Long y otros, 1978, en Silva, 2003).

- g) Unidad Margen de Chile (UMC) y Unidad Volcánica Mayor (UVM) (Plioceno inferior-Pleistoceno inferior): Sucesiones volcánicas y sedimentarias, que en un principio fueron incluidas en las Ofiolitas de Taitao (Forysthe y otros, 1986). La UMC está compuesta por pillow-lavas, pillow-brechas y depósitos piroclásticos y la UVM pillow-lavas basálticas a andesíticas, interestratificadas con depósitos sedimentarios volcanoclásticos marinos (Le Moigne y otros, 1996, en Silva, 2003), además de poseer metamorfismo de esquistos verdes.

Cinturón central o zona occidental de la Cordillera Principal: está constituido por:

- a) Complejo Metamórfico de la Cordillera Principal (450-370 Ma): metapelitas y metabasitas en la facies anfibolita, que afloran discontinuamente al interior del Batolito Norpatagónico, en la vertiente occidental de la Cordillera Principal (Hervé y otros, 1993).
- b) Batolito Norpatagónico (Pankhurst y otros, 1999): conformado por rocas plutónicas de edades Jurásico, Cretácico, Eoceno y Mioceno.
- c) Formación Traiguén (Hervé y otros, 1995; Encinas y otros, 2016b): rocas volcano-sedimentarias marinas de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior.

Cinturón oriental, o zona oriental de la Cordillera Principal: se compone principalmente de rocas sedimentarias y volcánicas de edad Mesozoico y Cenozoico (Suárez y De la Cruz, 2000; Ramos y Ghiglione, 2008) entre las cuales se encuentran:

- a) Formación Divisadero (Jurásico Superior-Cretácico Inferior): rocas volcánicas sub-aéreas de composición ácida a intermedia. El volcanismo de esta unidad cubre los depósitos de la cuenca marina del Cretácico Inferior.
- b) Formación Ibáñez (Jurásico Superior-Cretácico Inferior): esta unidad está constituida por rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición intermedia a ácida, de carácter continental, expuestas en forma continua en la Región de Aysén del General Campos Ibáñez del Campo por toda la Precordillera (Niemeyer y otros, 1984).
- c) Grupo Coyhaique (Cretácico Inferior): secuencias de areniscas y lutitas fosilíferas marinas, ubicada estratigráficamente entre la Formación Ibáñez y la Formación Divisadero. Está constituido por las Formación Toqui (Berriasiano-Hauteriviano), la Formación Katterfeld (Valanginiano?-Barremiano) y la Formación Apeleg (Hauteriviano-Aptiano inferior).

- d) Grupo Pueyrredón (Cretácico Inferior): conformado por 3 formaciones que engranan lateralmente: la Formación Springhill, fluvial (Berriasiano-Valanginiano), la Formación Río Mayer (Hauteriviano-Barremiano) y la Formación Río Belgrano (Hauteriviano-Aptiano), las dos últimas de ambiente marinos poco profundos.
- e) Grupo Divisadero (Cretácico Inferior alto-Cretácico Superior bajo): piroclástitas con intercalaciones lávicas y potentes unidades sedimentarias continentales (Niemeyer y otros, 1984) que afloran en el límite de Chile y Argentina. Está conformado por la Formación Carrenleufú (Barremiano superior-Aptiano), la Formación Payaniyeu (Barremiano Superior-Aptiano) y la Formación El Gato (Aptiano-Albiano?) (Dal Molín y Franchi, 1966).
- f) Grupo San Martín (Aptiano-Cenomaniano): secuencias fluviales con intercalaciones tufíticas.
- g) Formaciones fluviales cenozoicas: Ligorio Márquez (Paleoceno superior-Eoceno), San José (Eoceno inferior), Río Lista (Eoceno), y varios depósitos sinorogénicos del Mioceno, entre ellos la Formación Santa Cruz en Chile, o el Grupo Río Zeballos (formaciones Río Jeinemeni, Cerro Boleadoras y Río Correntoso) y Formación Río Frías, entre otras, en Argentina.
- h) Depósitos marinos de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior: están representados por Formación Guadal en Chile y Formación Centinela en Argentina.
- i) Rocas volcánicas de composiciones básicas: se exponen ampliamente en Chile y Argentina, agrupados en 5 periodos de tiempo:
- Cenomaniano: representadas por los Basaltos del Morro Negro y Alto Río Senguer.
 - Eoceno: representadas en Chile por los Basaltos Inferiores de la Meseta de Chile Chico (BIMCC), y en Argentina por el Basalto Posadas y unidades equivalentes (Ej.: Essexita Río Carbón), las cuales poseen características geoquímicas de basaltos de islas oceánicas (u OIB: *Oceanic Island Basalt*), con bajos a moderados porcentajes de fusión (Ramos, 1982, Kay y otros, 1990, y Ramos y Kay, 1992, en Ecosteguy y otros, 2003).
 - Oligoceno: rocas básicas y piroclásticas que afloran en Argentina, entre los que se incluyen las Rocas efusivas terciarias (Oligoceno), los Basaltos Sandín y los Basaltos Río Deseado.
 - Mioceno-Plioceno: destacan los Basaltos Superiores de la Meseta de Chile Chico (BSMCC, 16-3 Ma), en Chile, mientras que en el lado argentino se encuentran la Formación Meseta Lago Buenos Aires (Mioceno superior), el Basalto Belgrano (Mioceno superior) y Basaltos Olnie

(Plioceno inferior), entre otras. Además, se presenta la Traquita Cerro Lápiz (Plioceno), una unidad félsica que, según Charrier y otros (1979a y b), se podría correlacionar con riolitas de $3,6\pm 0,3$ Ma en la zona de la Meseta Buenos Aires del lado chileno, y que se deberían a un magmatismo sub-volcánico ácido moderno en estas regiones.

- Pleistoceno-Holoceno: corresponde a las emisiones lávicas más recientes. Están presentes en Argentina, representadas por Formación El Sello (Pleistoceno inferior) y Basalto Pinturas (0,3 y 0,2 Ma), y su origen se asocia a la colisión de segmentos de la Dorsal de Chile entre los 12 y 6 Ma con la zona de subducción, como producto de discretos porcentajes de fusión originados por la decreciente acción de la astenósfera sobre la corteza continental, a través de la ventana astenosférica originada como consecuencia de dicha subbudcción (Ramos y Kay, 1992, y Gorrington y otros, 1997, en Giacosa y Franchi, 2001).

Al sur del Punto Tripe, hay una extensa bahía conocida como El Golfo de Penas, que se extiende al sur, entre los 47° - 48° S. Al sur del Golfo de Penas, el cinturón occidental desaparece, y el cinturón central (Batolito Patagónico) alcanza el borde costero Pacífico. Además, al sur de los 47° S, el cinturón oriental se encuentra conformado principalmente de rocas metamórficas del Paleozoico (Hervé y otros, 2003), principalmente por el Complejo Metamórfico Andino Oriental (353 Ma) y la cobertura volcánica y sedimentaria meso-cenozoica se limita a pequeños afloramientos. En la región extra-andina, al este de los Andes Patagónicos, predominan depósitos sinorogénicos del Mioceno medio (Lagabrielle y otros, 2004; Ramos y Ghiglione, 2008). Estas rocas están localmente sobreyacidas por basaltos del Mioceno medio a superior (Ecosteguy y otros, 2003), y por depósitos glaciales y fluvio-glaciales del Mioceno y Cuaternario (Lagabrielle y otros, 2010).

3.2. GEOLOGÍA LOCAL

En este capítulo se analizan las formaciones cenozoicas que afloran en el área de estudio, y que son de interés para este trabajo. En la Figura 3.3 se puede observar un cuadro cronoestratigráfico que resume el ordenamiento temporal de las principales unidades geológicas en las localidades del área de estudio, de oeste a este.

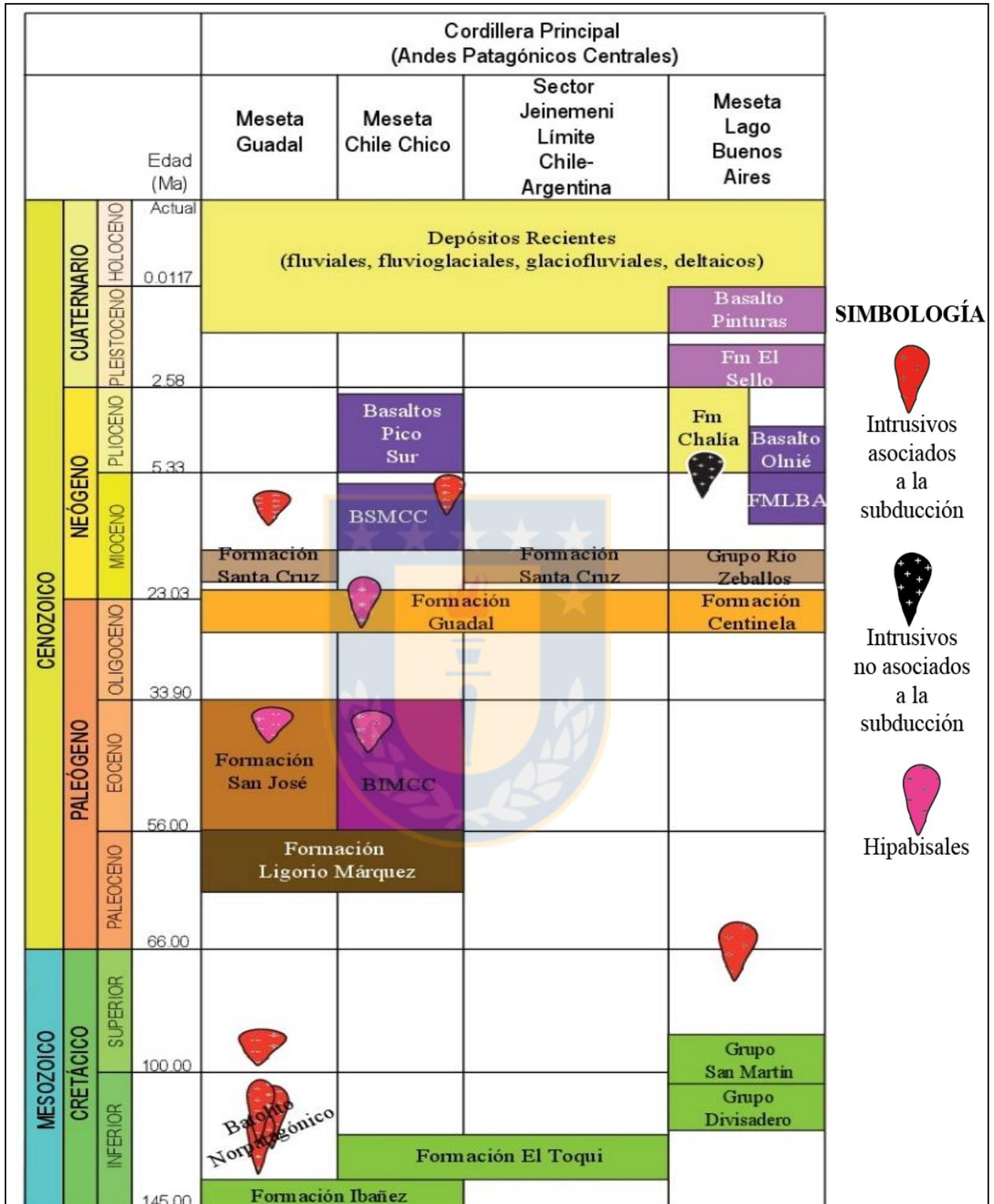


Figura 3.3 Cuadro cronoestratigráfico del área de estudio según bibliografía. Elaboración propia.

3.2.1. Formación Ligorio Márquez

Unidad de areniscas de cuarzo con intercalaciones de conglomerados, lutitas y algunos niveles de lutitas carbonosas y capas de carbón. Fue definida por Suárez y otros (2000) en los cerros al norte de Laguna Los Flamencos, a 25 km al sur de Chile Chico, al sur del Lago General Carrera. Según Yabe y otros (2006), consta de 3 unidades:

- *Unidad inferior*: limolitas gris verdosas intercaladas con arenisca de grano fino a grueso con gránulos ocasionales.
- *Unidad media*: areniscas conglomerádicas intercalada con capas delgadas de limolitas. Tiene fósiles de plantas bien conservadas, y estructuras de estratificación cruzada planar en las areniscas. Son comunes las marcas de raíces indicativas de paleosuelo.
- *Unidad Superior*: limolitas carbonosas y pocas capas de carbón intercaladas, sugiriendo ambiente de pantano. También está intercalada o superpuesta por arenisca de grano muy grueso con estratificación cruzada de más de 1 m de espesor, que probablemente indican depósitos de relleno de canales o de *crevasse splay* (Suárez y otros, 2000). Hay marcas de raíces indicativas de paleosuelo.

En el sector de Meseta Guadal, sobreyace en discordancia y paraconformidad a la Formación Ibañez, en paraconformidad a la Formación Toqui, e infrayace concordantemente a la Formación San José (De la Cruz y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006), mientras que en el sector de Meseta Chile Chico sobreyace en discordancia a las formaciones Toqui y Divisadero, y subyace en discordancia a los BIMCC (De la Cruz y Suárez, 2008).

Se ha asignado una edad Paleoceno superior para la Formación Ligorio Márquez sobre la base de su contenido paleoflorístico de *Bignonia gigantifolia* (Troncoso y otros, 2002) y por su relación de contacto con los BIMCC (Suárez y otros 2000; Yabe y otros, 2006).

Se le correlaciona con el Grupo Río Chico del Paleoceno superior (formaciones Peñas Coloradas, Las Flores y Koluel Kaike) en el área del Río Deseado, Argentina. Estas unidades corresponden a

depósitos fluviales de alta sinuosidad, con intercalaciones de depósitos de abanicos aluviales y lacustres efímeros (Legarreta y Uliana, 1994, en De la Cruz y Suárez, 2008).

3.2.2. Formación San José

Definida por Flint y otros (1994) en el sector de Río Las Dunas, alrededor de 10 km al este de la localidad de Puerto Guadal, cerca de la localidad de San José. Consiste en una unidad volcanoclástica, compuesta esencialmente por limolitas y areniscas muy finas a finas, con intercalaciones canalizadas de areniscas y conglomerados, y subordinadamente incluye tobas de ceniza y lapilli (De la Cruz y otros, 2003). Su sección basal posee conglomerados clasto-soportados de base erosiva y areniscas de grano grueso, que pasan estratigráficamente hacia arriba a una alternancia de limolitas rojas y púrpuras y bancos de areniscas (De la Cruz y Suárez, 2006).

Sobreyace concordantemente a la Formación Ligorio Márquez y subyace, en paraconformidad, a la Formación Guadal (De la Cruz y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006).

Para la Formación San José, la edad se ha asignado según su contenido paleoflorístico, caracterizado por ausencia o escasa representación de *Nothofagus*, y por tener muchas afinidades con la flora de Río Pichileufú (Troncoso, A., comunicación escrita, 2003, en De la Cruz y otros, 2004). Además, por su posición estratigráfica respecto a las Formación Ligorio Márquez, que le infrayace, y la Formación Guadal, que le sobreyace, se infiere una edad cercana al límite Paleoceno-Eoceno o incluso Eoceno inferior (De la Cruz y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006). Por todo lo anterior, la edad asignada a la Formación San José es Eoceno inferior.

Se correlaciona con formaciones argentinas del Eoceno inferior-medio: Formación Casamayor y Formación Río Leona (De la Cruz y Suárez, 2006). Estas dos últimas se engranan y/o disponen sobre el Basalto Posadas, de la misma edad. También se correlaciona con Formación Río Lista del Eoceno inferior y medio (De la Cruz y otros, 2004).

3.2.3. Basaltos Inferiores de la Meseta de Chile Chico (BIMCC)

Fueron definidos por primera vez como “Mantos de Basalto” por Charrier y otros (1978), y más tarde como Basaltos Inferiores de la Meseta Buenos Aires por Niemeyer y otros (1984) (De la Cruz y Suárez, 2008). Otras denominaciones han sido “Secuencia Basáltica Inferior” (Espinoza y Morata, 2003; Espinoza y otros, 2005), y finalmente Basaltos Inferiores de la Meseta de Chile Chico (Espinoza y Morata, 2003), nombre que se mantiene en este trabajo. Consiste principalmente en basaltos de olivino con nefelina normativa, con altas concentraciones de álcalis, al menos en algunas basanitas sub-volcánicas (Ej.: Traquitas Cerro Lápiz). La geoquímica de estos basaltos los incluye en el rango de basaltos, basanitas y traquibasaltos, según el diagrama álcalis total versus sílice. Además, se indica una similitud al promedio de basaltos alcalinos oceánicos y continentales (cercanos a “OIB: *Oceanic Island Basalt*” o basaltos de islas oceánicas), de acuerdo al diagrama de elementos traza normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989, en De la Cruz y Suárez, 2008), lo cual también se aprecia en varias razones de elementos traza y la correlación de razones Ba/Nb y La/Nb (típicas de magma generados desde un manto enriquecido). Los basaltos son interpretados como muy similares a los de lavas relacionadas con un slab-window (Espinoza y otros, 2005).

Al norte de Meseta Chile Chico, sobreyacen en discordancia a las formaciones Ibáñez y Toqui, mientras que al este y sur de Meseta Chile Chico, sobreyace en discordancia a las formaciones Toqui, Divisadero y Ligorio Márquez. También subyacen a la Formación Guadal, y a los BSMCC, aunque no se indica la relación de contacto (De la Cruz y Suárez, 2008).

Se ha asignado una edad Eoceno para los BIMCC mediante dataciones K/Ar (Charrier y otros, 1979a y b; Baker y otros, 1981; Espinoza y Morata, 2003), pero con una importante dispersión, con valores que van desde los 57 Ma inclusive (Paleoceno superior) hasta los 33,5 Ma (Oligoceno inferior bajo) aproximadamente, aunque la mayoría de las edades son del Eoceno (De la Cruz y Suárez, 2008).

Se correlaciona con los Basaltos Balmaceda, situados al norte del área de estudio (De la Cruz y otros, 2003) y datados entre 58,6 y 46,0 Ma (Charrier y otros, 1979a y b; Baker y otros, 1981; De

la Cruz y otros, 2003), es decir, de edad Paleoceno superior-Eoceno medio. También se correlacionan con el Basalto Posadas (Ramos, 1989) de Argentina. Estas rocas pertenecen a la franja basaltos eocenos de la Patagonia chileno-argentina, al sur de los 44°30'S. En general, en Argentina son de carácter alcalino (Ramos y Kay, 1992), mientras que en el sector chileno son toleíticos y alcalinos (Demant y otros, 1996).

3.2.4. Formación Guadal

Descrita por primera vez como "*Mesa Guadal Formation*" o "*Mesa Guadal Series*" por Heim (1940), cuyo lugar tipo es "Meseta Guadal", y posteriormente denominada como Formación Guadal por Niemeyer (1975), al sureste de la localidad de Puerto Guadal (De la Cruz y Suárez, 2006; De la Cruz y Suárez, 2008). Consiste en una secuencia sedimentaria marina fosilífera de aproximadamente 100 m de potencia y color verde-parduzco. Representan depósitos de aguas marinas, someras, con facies mareales y relativamente cálidas, que permitieron la proliferación de gran número de especies y que representa un registro transgresivo-regresivo (De la Cruz y otros, 2003; Frassinetti y Covacevich, 1999). Estudios de flora fósil (Troncoso, comunicación escrita, 2003 en De la Cruz y Suárez, 2008) indican clima templado a templado frío. Además, Frassinetti y Covacevich (1999) informan que la fauna en los afloramientos situados al oeste de la zona de estudio (Meseta Guadal) no presentan una participación significativa de especies procedentes de la "Cuenca Pacífica Chilena" del Oligo-Mioceno (Ej.: faunas fósiles de los sectores Navidad o Arauco), planteando más bien un origen Atlántico para esta fauna fósil, a partir de la similitud con la fauna fósil marina de la Formación Monte León, en Argentina.

En el sector de Meseta Chile Chico, sobreyace a los BIMCC del Eoceno (aunque no se especifica que tipo de relaciones de contacto tiene con estos) y subyace en discordancia a los BSMCC de 9-7 Ma (Flynn y otros, 2002), en ambos casos, separada por un hiatus (Suárez de De la Cruz, 2008). En el sector de Meseta Guadal, subyace a la Formación Santa Cruz, y sobreyace en aparente concordancia, a la Formación San José, pero acorde a las edades asignadas a ambas unidades, existiría un hiatus entre ellas, por lo cual su contacto correspondería a una paraconformidad (De la Cruz y Suárez, 2006). También subyace a la Formación Santa Cruz en Meseta Guadal y en el sector del Río Jeinemeni.

La Formación Guadal, se ha asignado al Oligoceno superior-Mioceno inferior por su correlación estratigráfica y fosilífera con la Formación Monte León (Frassinetti y Covacevich, 1999), y una edad mediante datación radiométrica utilizando el método U-Pb SHRIMP de 28 Ma, en una toba situada en la base de la Formación Guadal en Pampa Cosmelli (Suárez y otros, 2008, en De la Cruz y Suárez, 2008).

Se correlaciona con el Piso Patagoniano de Argentina, y particularmente con Formación Monte León (parte oriental de la Provincia de Santa Cruz) del Oligoceno superior-Mioceno inferior inicial (Malumián y Náñez, 1988, en Olivera y otros, 1994). También con la Formación Centinela (Furque y Camacho, 1972, en De la Cruz y Suárez, 2008) del Oligoceno-Mioceno inferior, originalmente denominada Patagoniense por Feruglio (1949) (De la Cruz y Suárez, 2008).

3.2.5. Formación Santa Cruz

Unidad definida en Argentina, donde aflora ampliamente. El término de piso Santacruceño fue propuesto formalmente en 1900 por Ameghino, quien incluyó en la unidad dos pisos: uno marino y otro continental. Hatcher (1897) distinguió una discordancia de erosión entre la sección continental: '*Santa Cruz beds*' y los niveles marinos inferiores ('*Suprapatagonian beds*'), reconociendo, además, en 1900, que en ciertos sectores ambas unidades son concordantes y engranan lateralmente (De la Cruz y otros, 2004). Posteriormente, Niemeyer (1975) denomina como Formación Río Zeballos a los afloramientos que aparecen a lo largo del Río Jeinemeni, en la frontera chileno-argentina y al sur de la localidad de Chile Chico, y Niemeyer y otros (1984) como Formación Galera. Fueron De la Cruz y otros (2003) quienes la nombran como Formación Santa Cruz, nombre que se mantiene en el presente estudio. Dicha unidad forma parte del Grupo Río Zeballos definido en Argentina, el cual, en estudios recientes, ha sido incluido en la Formación Santa Cruz (De la Cruz y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2008).

La Formación Santa Cruz es una unidad sedimentaria continental de color púrpura a gris amarillento, de 900-1.000 m de potencia mínima, constituida esencialmente por areniscas muy

finas a finas y limolitas, con intercalaciones lenticulares métricas de areniscas finas a conglomerádicas.

Sobreyace concordantemente a la Formación Guadal en Meseta Guadal y en Meseta Chile Chico (De la Cruz y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006; De la Cruz y Suárez, 2008). En el lado argentino, se ha documentado que subyace a los basaltos de Meseta del Lago Buenos Aires (Plioceno inferior-Plioceno superior) (Lapido, 1979, Busteros y Lapido, 1983, Ton-That y otros, 1999 y Guivel y otros, 2006, en De la Cruz y otros, 2003).

La edad de la Formación Santa Cruz, se considera Mioceno inferior alto a medio bajo por su contenido de vertebrados fósiles típicos del SALMA (*South American Land Mammal Age*) Santacruciano (Flynn y otros, 2002; Bostelmann y Buldrini, 2012), el cual ha sido acotado entre los 17-16,3 Ma por Flynn y Swisher (1995), y entre ~18,2 a ~15,6 Ma por Cuitiño y otros (2016).

La Formación Santa Cruz se correlaciona con el Grupo Río Zeballos, expuesto en el flanco occidental de la Meseta del Lago Buenos Aires, a lo largo del Río Jeinemeni y definida en el sector argentino (De la Cruz y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2008).

3.2.6. Basaltos Superiores de la Meseta de Chile Chico (BSMCC)

Esta unidad fue inicialmente denominada Basaltos Superiores de la Meseta Buenos Aires (Niemeyer y otros, 1984; Charrier y otros, 1978, en De la Cruz y otros, 2008), y como Secuencia Basáltica Superior (Espinoza, 2003; Espinoza y otros, 2005). Fueron Espinoza y Morata (2003) quienes le entregan el nombre de Basaltos Superiores de la Meseta Chile Chico a los basaltos, basanitas, traquibasaltos, traquiandesitas basálticas y robas riolíticas que conforman mesetas que cubren a las secuencias cenozoicas pre-miocenas, nombre que se mantiene en este trabajo.

Sobreyace en discordancia a la Formación Guadal y subyace a los Basaltos Pico Sur (Plioceno) (De la Cruz y Suárez, 2008), aunque no se indica su relación de contacto. En la Meseta del Lago Buenos Aires, en Argentina, basaltos de edad equivalente se disponen sobre la Formación Santa Cruz (Grupo Río Zeballos), con posterioridad al tectonismo compresivo ocurrido durante y a fines

de la sedimentación de Formación Santa Cruz. Además de lo anterior, presenta intercalaciones de till del Mioceno superior-Plioceno inferior, que representan los remanentes de la glaciación cenozoica más antigua de América del Sur (Ton-That y otros, 1999, en De la Cruz y otros, 2003).

La geoquímica de estas rocas indica un origen por fusión parcial de grado bajo a medio, desde una fuente mantélica astenosférica primitiva, aunque también existe un grupo de rocas con características transicionales, que muestran participación de procesos de subducción. Sobre el origen de los BSMCC, se sugiere que se producen por un ascenso magmático a través de una zona de desmembramiento de la placa de Nazca desde el Mioceno medio en adelante (Guivel y otros, 2006). Otros autores plantean un origen debido a una ventana astenosférica o “*slab-window*” que se formó entre las placas subductadas de Nazca y Antártica, debido a la acción de la subducción de la Dorsal de Chile bajo la Placa Sudamericana desde el Mioceno superior, a los ~6 Ma. Pero de ser así, este fenómeno hubiese ocurrido con anterioridad a la extrusión de los BSMCC. Según Guivel y otros (2006), el fenómeno por el cual se extruyen los BSMCC sería debido a una fractura del *slab* previa al arribo de la Dorsal Oceánica.

Han sido considerados de edad Mioceno medio-Mioceno superior a partir de dataciones K/Ar en roca total, anfíbolos, biotitas y plagioclasas que arrojaron edades entre 16-7 Ma (Charrier y otros, 1979a y b; Baker y otros, 1981; Flynn y otros, 2002; Espinoza y Morata, 2003; De la Cruz y Suárez, 2008).

Se correlacionan con la Formación Meseta del Lago Buenos Aires (Mioceno superior) y Formación El Sello (Pleistoceno inferior), según Busteros y Lapido (1983) en el lado argentino, que a su vez forman parte de las lavas basálticas de la Patagonia Argentina

3.3. MARCO TECTÓNICO

El margen este del pacífico o margen chileno es un sistema convergente entre una placa oceánica y una continental, en el que la subducción ha tenido lugar, por lo menos, desde el Paleozoico tardío, con una convergencia de sentido noreste, lo que implica que la subducción fue muy oblicua al margen continental en sus inicios (Rapalini y otros, 2001). En el Jurásico, se desarrolla la

subducción bajo condiciones extensionales, con una subducción del “Tipo Marianas” (Mpodozis y Ramos, 1989), desarrollando una serie de cuencas de trasarco marinas y continentales al este del nuevo arco volcánico. La mayoría de estas cuencas fueron ensiálicas, pero algunas desarrollaron corteza casi-oceánica (Mpodozis y Ramos, 1989; Hervé y otros, 2007). En el Cretácico Superior bajo (Russo y Silver, 1996; Mpodozis y Cornejo, 2012) cambia el régimen tectónico a compresivo, ya que se produce la apertura definitiva del Océano Atlántico Sur, lo que produce la rápida deriva hacia el oeste de Sudamérica. Se cierran así las cuencas de trasarco por inversión tectónica, y se desarrolla la Cordillera Andina junto a las cuencas de antepaís asociadas, y ya en el Cretácico Superior al Reciente se define el típico arquetipo contraccional “subducción tipo chileno” definido por Uyeda y Kanamori (1979). Durante el intervalo Cretácico Superior-Cenozoico, se alternan períodos de mayor acortamiento tectónico a acortamiento moderado y eventos extensivos, y la historia de la convergencia se puede dividir en tres etapas: 1) **Cretácico Superior al Eoceno inferior**, cuando se habría producido la subducción de la Placa Farallón, al norte, y Aluk, al sur (Somoza y Ghidella, 2005, 2012); 2) **47-28 Ma**, con la subducción oblicua de dirección NE de la Placa Farallón; y 3) **25-0 Ma**, con subducción dominante de la Placa Nazca, caracterizada por una dirección de convergencia este-noreste.

La división latitudinal de la Cordillera de los Andes ha sido propuesta por varios autores, sin llegar a un consenso definitivo. En este trabajo, se considera la propuesta de Ramos y Ghiglione (2008), quienes establecen el límite entre los Andes Centrales y Patagónicos a los 39°S. A su vez, a los Andes Patagónicos los subdividen en un segmento Norte (39°-43°30'S), Central (43°30'-46°30'S), y Sur (46°30'-56°S). El área de estudio, se sitúa al sur de los Andes Patagónicos Centrales, según esta clasificación. A estas latitudes, se ubica la Dorsal de Chile, aproximadamente a los ~46°S. Esta dorsal se habría subductado desde hace 15-14 Ma en Tierra del Fuego (~55°S, Cande y Leslie, 1986), y posteriormente migra hacia el norte, situándose donde está actualmente, en la Península de Taitao entre los 7-2 Ma (Thomson, 2002; Adriasola y otros, 2005). Como consecuencia de la subducción de la Dorsal de Chile, ocurre una apertura de una ventana astenosférica bajo la Placa Sudamericana, provocando grandes extrusiones basálticas (Ramos y Kay, 1992; Espinoza y otros, 2005), la erosión por subducción del antearco (Bourgeois y otros, 1996), el emplazamiento de la Ofiolita Taitao (Mpodozis y otros, 1985b), y la formación de las montañas más elevadas en todos los Andes Patagónicos (Monte San Valentín y Monte San Lorenzo, a 4.058 m s.n.m. y 3.706 m

s.n.m., respectivamente) (Lagabrielle y otros, 2007). Muchos autores señalan, además, que la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ) (Hervé, 1994), un sistema de falla transcurrente dextral con dirección norte-sur principalmente, también se asociaría a la subducción de la Dorsal de Chile. Este sistema de fallas se extiende a lo largo de ~1.100 km desde los 47°S, inmediatamente al sur del Punto Triple de Chile, llegando hasta la latitud de los 38°S (localidad de Liquiñe). Se presume que su origen se debe al efecto indentador de la Dorsal de Chile por la mayoría de los autores (Forsythe y Nelson, 1985; Thomson y otros, 2002; Encinas y otros, 2013).

Si bien la convergencia es uniforme a lo largo del margen chileno, hay diferencias latitudinales marcadas. Durante la mayor parte del Cenozoico, los Andes Centrales fueron sometidos a compresión continua, mientras que en los Andes del Sur se han alternado episodios compresivos y extensionales. Debido a esto, los Andes Centrales muestran mayores elevaciones, anchura y grados de acortamiento que su contraparte más austral. Finalmente, las causas para el crecimiento de los Andes aún no están bien comprendidas y han sido relacionadas a distintas causas, incluyendo la tasa de convergencia entre las placas oceánicas y continentales (Pardo-Casas y Molnar, 1987), el movimiento absoluto hacia el oeste de Sudamérica (Silver y otros, 1998), la cantidad de sedimento en la fosa (Lamb y Davis, 2003), la edad de la placa subductada (Yáñez y Cembrano, 2004), y la subducción horizontal del slab (Martinod y otros, 2010).

4. EDADES U-PB LA-ICPMS

Para la establecer la edad de esta secuencia sedimentaria terciaria, se llevaron a cabo once dataciones radiométricas con el método U-Th-Pb LA-ICP-MS en circones detríticos en areniscas y tobas tomadas en las diferentes localidades del área de estudio: Pampa Castillo, Pampa Guadal, Mina Ligorio Márquez y Quebrada Honda. Se pueden apreciar de forma general la ubicación de las muestras en la Figura 4.1. El acceso a las columnas estratigráficas de donde se tomaron las muestras, así como su posición dentro de las columnas estratigráficas, se encuentran en el Anexo 1. Estos análisis fueron gestionados por el Dr. Victor Valencia de la Universidad de Washington, Estados Unidos.

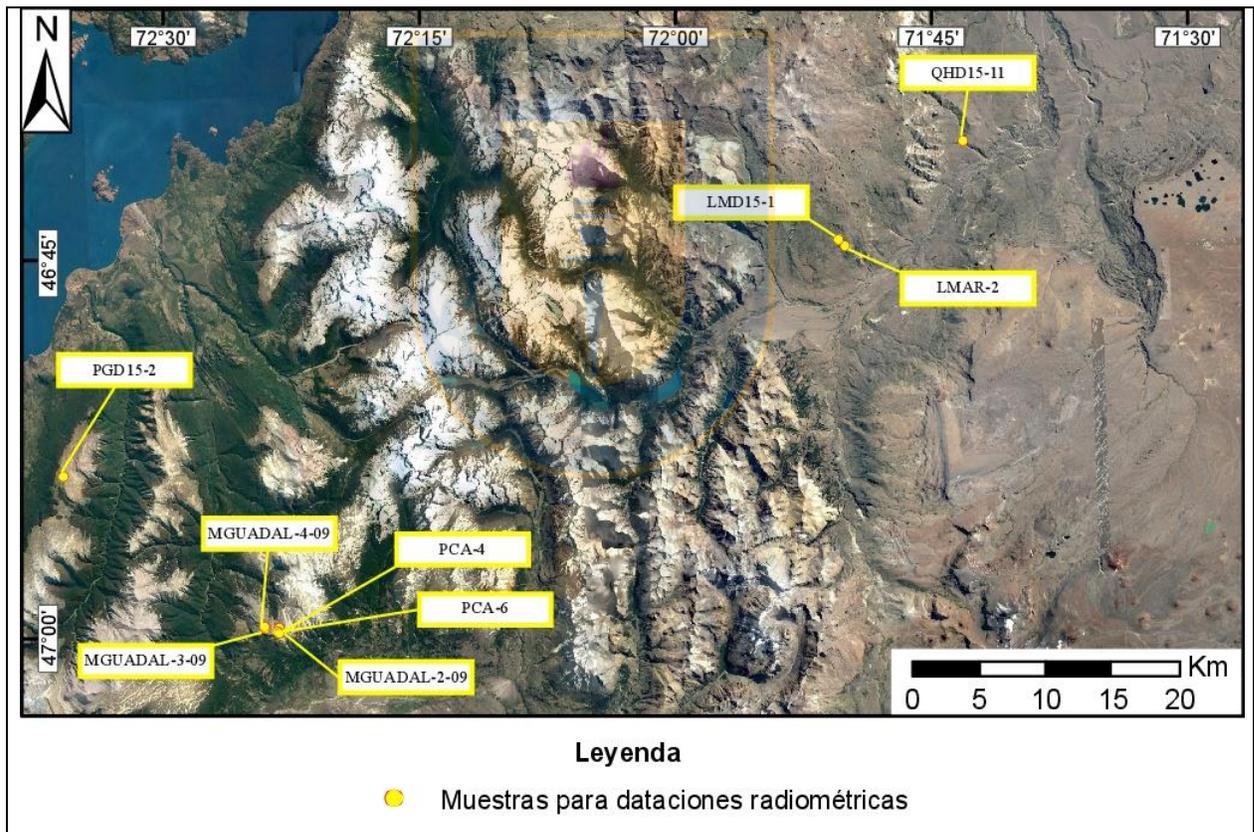


Figura 4.1 Ubicación aproximada de las muestras para dataciones radiométricas.

4.1. FORMACIÓN LIGORIO MÁRQUEZ

4.1.1. Muestra LMAR-2

Corresponde a una arenisca perteneciente a la parte inferior de la Formación Ligorio Márquez en el sector de Mina Ligorio Márquez. En ella se estudian las razones isotópicas U-Th-Pb de 159 granos. Los grupos de circones ordenados por rango de edades se pueden observar en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra LMAR-2.

Rango de edades (Ma)	N° de circones (n)	Picos (Ma)	Rango temporal
59 Ma	1		Límite Selandiano-Thanetiano
93-73 Ma	19	82 y 75 (Campaniano)	Cretácico Superior
144-106	98	115 (Aptiano) y 107 (Albiano)	Cretácico Inferior
163-146	7		Jurásico Superior
174-171	2		Jurásico Medio
201-175	28		Jurásico Inferior
247-212	2		Triásico
303-264	2		Carbonífero-Pérmico

La edad máxima de sedimentación máxima calculada para esta muestra es **74,7±0,8 Ma** (2σ , n=4), con picos a los 185, 117 y 82 Ma.

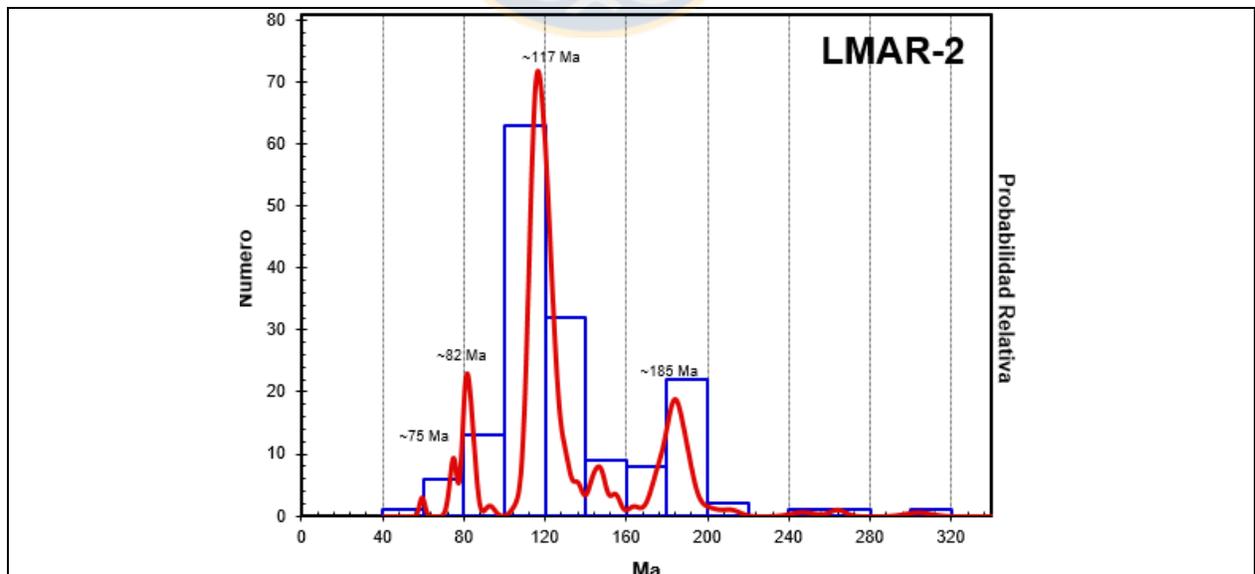


Figura 4.2 Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra LMAR-2.

4.1.2. Muestra LMD15-1

Corresponde a una arenisca, perteneciente a la parte superior de la Formación Ligorio Márquez en el sector de Mina Ligorio Márquez. Se estudian las razones isotópicas U-Th-Pb de 51 granos. Los grupos de circones ordenados por rango de edades se pueden observar en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2 Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra LMD15-1.

Rango de edades (Ma)	N° de circones (n)	Picos (Ma)	Rango temporal
83,7-75,7	6	79,5 (Campaniano)	Cretácico Superior
141,8-107	36	115 (Aptiano)	Cretácico Inferior
145,7-145,6	2		Jurásico Superior
174-167,8	3		Jurásico Medio
196,4-174,9	6	177 (Toarciano)	Jurásico Inferior
225,3	1		Triásico Superior
1422	1		Mesoproterozoico

Esta muestra tiene una edad de sedimentación máxima calculada de **79,5±4,0 Ma** (2σ , n=6), y poblaciones mayores edades a los 177, 143 y 115 Ma.

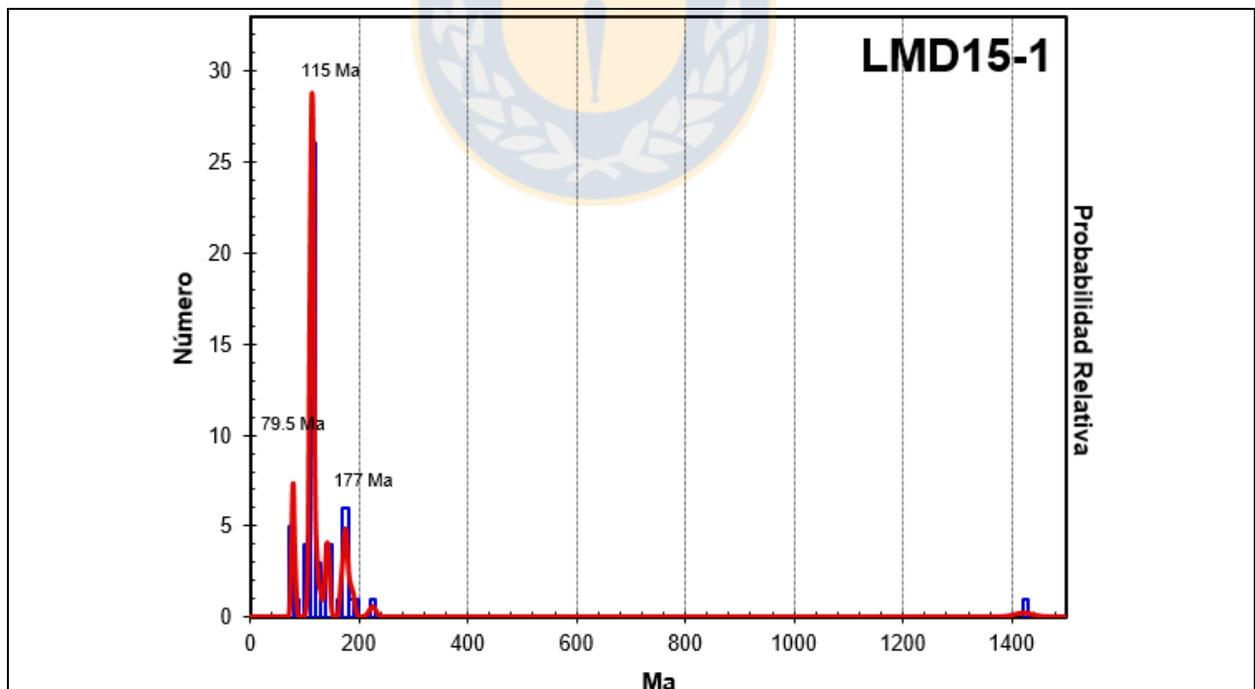


Figura 4.3 Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra LMD15-1.

4.2. FORMACIÓN SAN JOSÉ

4.2.1. Muestra PGD15-2

Corresponde a una toba perteneciente a la base de la Formación San José en la Columna Pampa Guadal. Se estudian las razones isotópicas U-Th-Pb de 52 granos. Los grupos de circones ordenados por rango de edades se pueden observar en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3 Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra PGD15-2.

Rango de edades (Ma)	N° de circones (n)	Picos (Ma)	Rango temporal
42-38	32	39 (Bartoniano)	Eoceno (Bartoniano)
137-104	15	106 (Albiano)	Cretácico Inferior
189-176	2		Jurásico Inferior
536	1		Cámbrico
1021	1		Límite Mesoproterozoico-Neoproterozoico

Esta muestra arrojó una edad de sedimentación máxima calculada de **38,8±0,6 Ma** (2σ , n=33). Además, hay dos picos de 137 y 107 Ma.

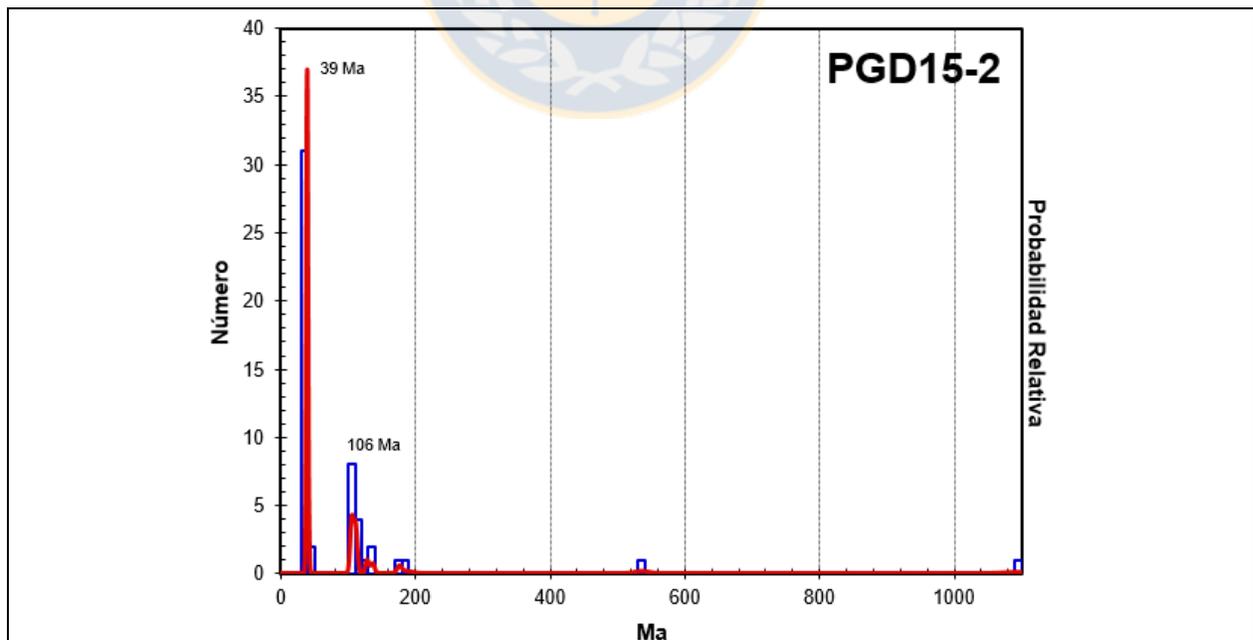


Figura 4.4 Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra PGD15-2.

4.2.2. Muestra PCA-6

Corresponde a una toba vítrea de la parte media a superior de la Formación San José en Columna Pampa Castillo, de la cual se analizaron las razones isotópicas U-Th-Pb de 94 granos de circones. Los grupos de circones ordenados por rango de edades se pueden observar en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4 Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra PCA-6.

Rango de edades (Ma)	N° de circones (n)	Picos (Ma)	Rango temporal
43-38	87	40 (Bartoniano)	Eoceno medio
131,4-116	4	131 (Hauteriviano)	Cretácico Inferior
192,7	1		Jurásico Inferior
423-309	2		Silúrico-Carbonífero

La edad de sedimentación máxima calculada es de $40,6 \pm 0,5$ Ma (2σ , $n = 87$). Además, hay un pico a los 131 Ma.

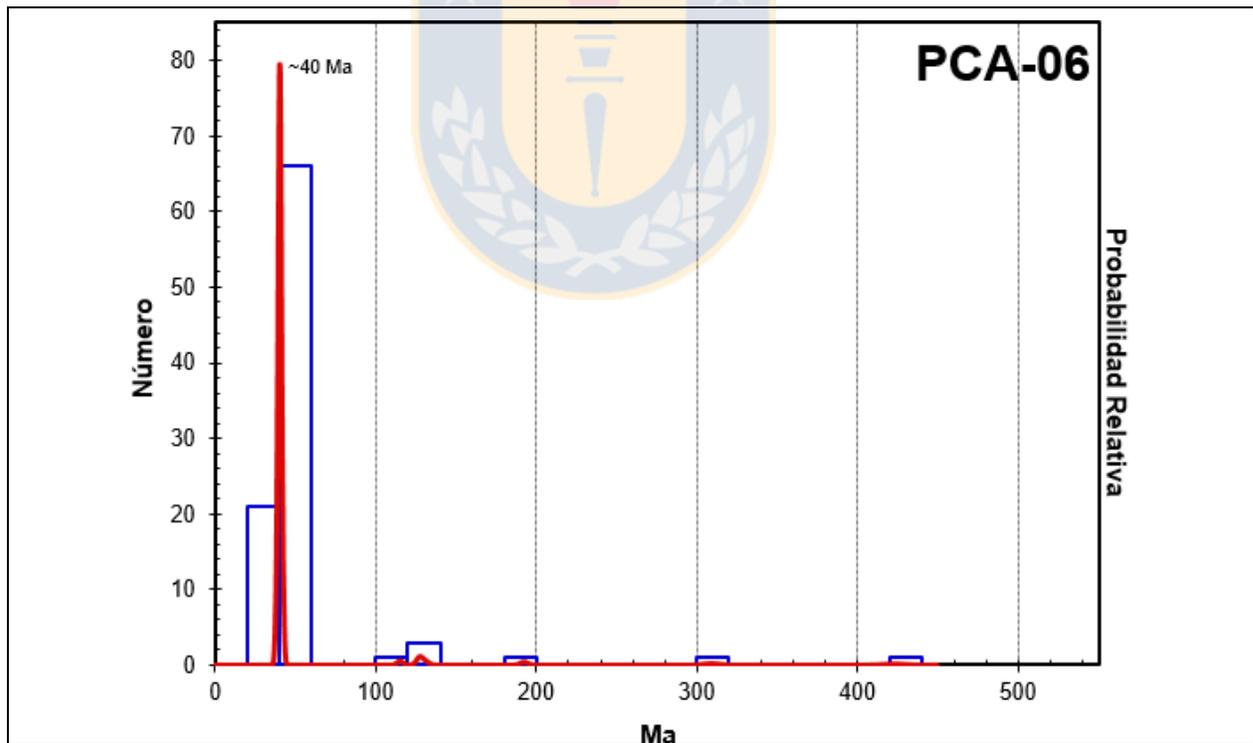


Figura 4.5 Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra PCA-6.

4.2.3. Muestra MGUADAL2-09

Corresponde a un conglomerado con clastos de pómez obtenido en la parte superior de Formación San José en la Columna Pampa Castillo, para la cual se estudian las razones isotópicas U-Th-Pb de 75 granos. Los grupos de circones ordenados por rango de edades se pueden observar en la Tabla 4.5.

Tabla 4.5 Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra MGUADAL2-09.

Rango de edades (Ma)	N° de circones (n)	Picos (Ma)	Rango temporal
28-26	28		Oligoceno superior (Chattiano)
31-28	41		Oligoceno inferior (Rupeliano)
44-38,5	2		Eoceno medio
96,6	1		Cretácico Superior (Cenomaniano)
117	1		Cretácico Inferior (Aptiano)
379	1		Devónico Superior
614	1		Proterozoico

Esta muestra tiene una edad de sedimentación máxima calculada de **28,3±0,5 Ma** (2σ , n=69) y seis edades individuales varían en un rango entre 614-38,5 Ma.

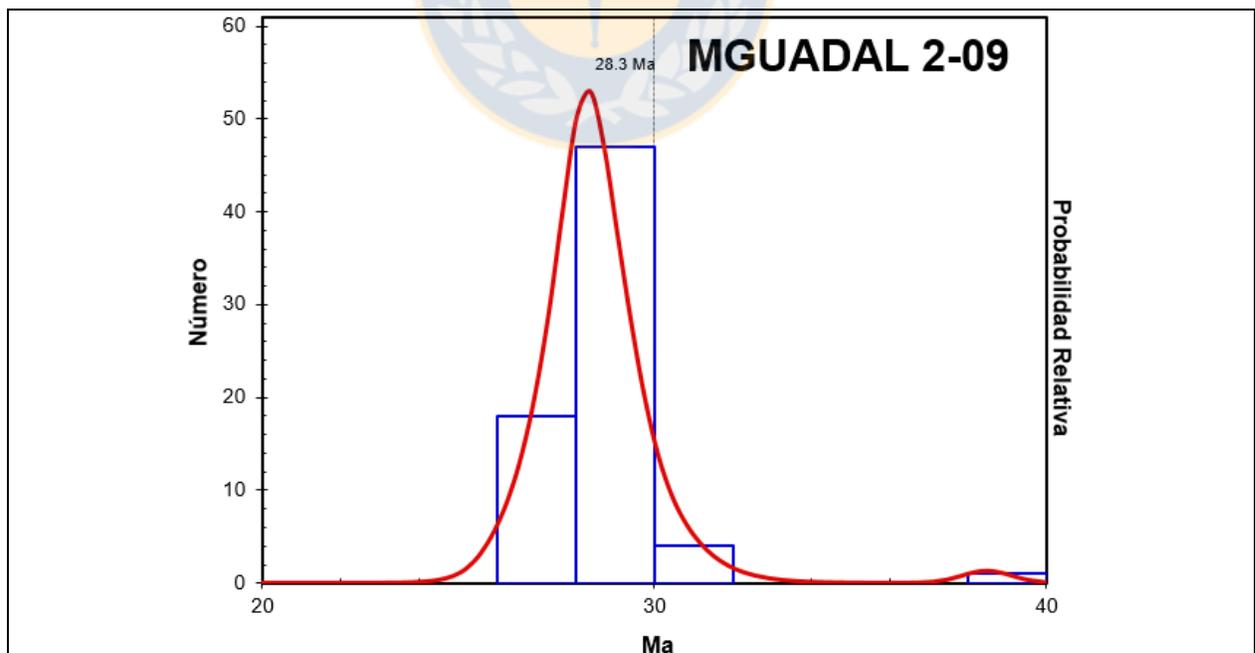


Figura 4.6 Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra MGUADAL2-09.

4.1. FORMACIÓN GUADAL

4.1.1. Muestra PCA-4

Corresponde a una arenisca de grano grueso obtenida en la base de Formación Guadal en la Columna de Pampa Castillo. En ella se estudian las razones isotópicas U-Th-Pb de un total de 205 granos. Los grupos de circones ordenados por rango de edades se pueden observar en la Tabla 4.6.

Tabla 4.6 Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra PCA-4.

Rango de edades (Ma)	Nº de circones (n)	Picos (Ma)	Rango temporal
22,4-17,7	6		Mioceno
24,3-23,1	4		Oligoceno
44,9-42,6	3		Eoceno
100-74	146	82 (Campaniano)	Cretácico Superior
128-101	35	115 (Aptiano) y 108 (Albiano)	Cretácico Inferior
151,6	1		Jurásico Superior
168,3-165,6	2		Jurásico Medio
191,3-182,1	3		Jurásico Inferior
289-207	5		Pérmico-Triásico

La edad máxima de sedimentación calculada para esta muestra es **23,4±1,0** (2σ , n=5; Oligoceno superior-Mioceno inferior), con dos picos a los 115 y 82 Ma.

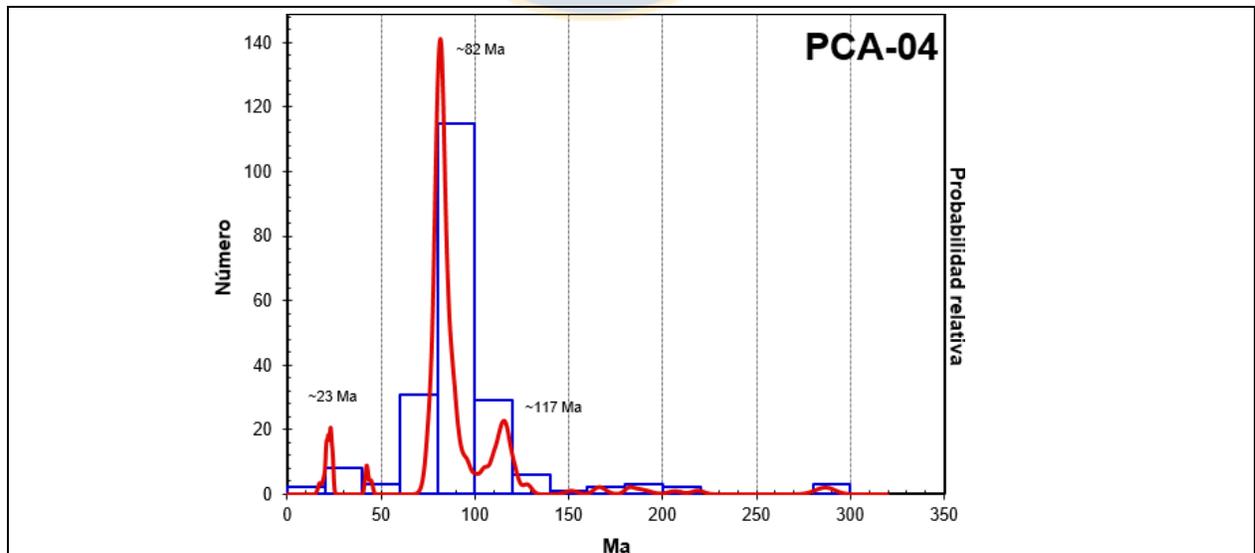


Figura 4.7 Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra PCA-

4.1.2. Muestra MGUADAL3-09

Corresponde a una arenisca de la parte superior de la Formación Guadal, obtenida en Columna Pampa Castillo, de la cual se analizaron las razones isotópicas U-Th-Pb de 111 granos de circones. Los grupos de circones ordenados por rango de edades se pueden observar en la Tabla 4.7.

Tabla 4.7 Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra MGUADAL3-09.

Rango de edades (Ma)	N° de circones (n)	Picos (Ma)	Rango temporal
22,4-19,7	30	19,8 (Burdigaliano)	Mioceno inferior
34-28,8	22		Oligoceno inferior (Rupeliano)
48-34	24	34,2 (Priaboniano)	Eoceno
64,6	1		Paleoceno
68	1		Cretácico Superior (Maastrichtiano)
137,6-101,4	28	125,4 (Barremiano)	Cretácico Inferior
171	1		Jurásico Medio
520,7	1		Cámbrico
1076-1011	3		Mesoproterozoico

La edad de sedimentación máxima calculada es de $19,8 \pm 0,4$ Ma (2σ , $n = 25$), con dos importantes picos a los 125 y 34 Ma.

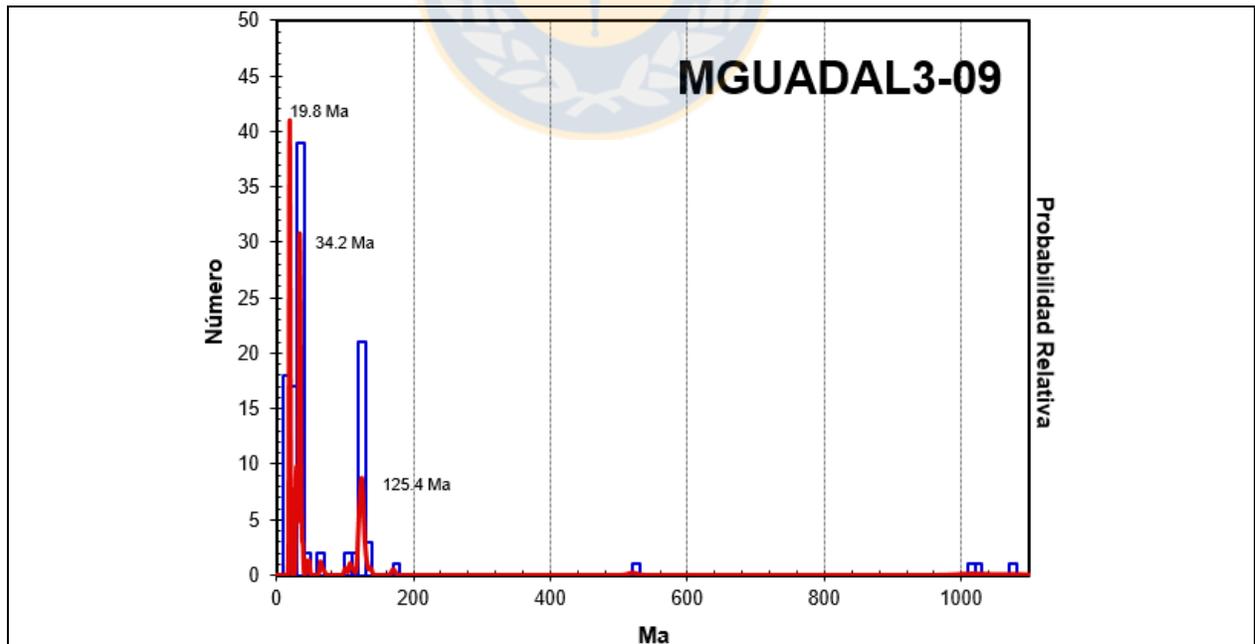


Figura 4.8 Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra MGUADAL3-09.

4.2. FORMACIÓN SANTA CRUZ

4.2.1. Muestra QHD15-11

Corresponde a una arenisca perteneciente a la Formación Santa Cruz tomada en Columna Quebrada Honda 3. En ella se estudian las razones isotópicas U-Th-Pb de 104 granos. Los grupos de circones ordenados por rango de edades se pueden observar en la Tabla 4.8.

Tabla 4.8 Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra QHD15-11.

Rango de edades (Ma)	N° de circones (n)	Picos (Ma)	Rango temporal
21-15	67	17 (Burdigaliano)	Mioceno inferior-Mioceno medio
33-27	17	29 (Rupeliano)	Oligoceno
100-84	3		Cretácico Superior
129-122	11		Cretácico Inferior
167,5	1		Jurásico Medio (Bathoniano)
2056-1658	3		Paleoproterozoico
3570-2619	3		Arcaico

La muestra QHD15-11 arrojó una edad calculada de **16,4±0,2 Ma** (2σ , n = 104) y un pico a los ~29 Ma.

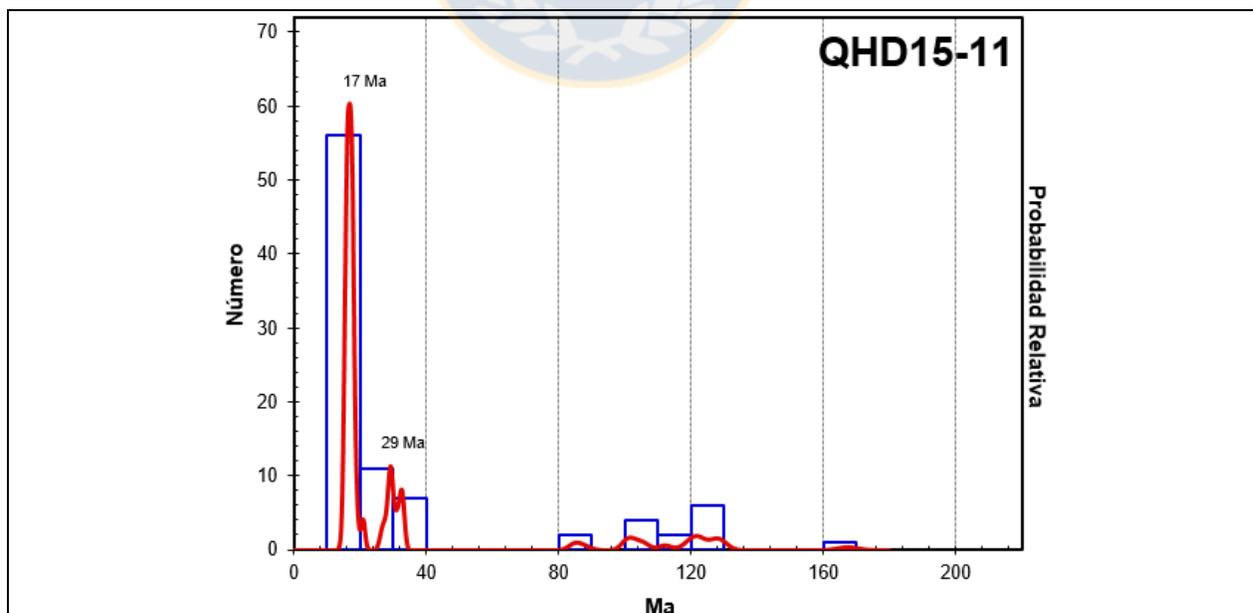


Figura 4.9 Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra QHD15-11.

4.2.2. Muestra MGUADAL4-09

Corresponde a una toba de la parte basal de la Formación Santa Cruz en Pampa Castillo, de la cual se analizaron las razones isotópicas U-Th-Pb de 67 granos de circones. Los grupos de circones ordenados por rango de edades se pueden observar en la Tabla 4.9.

Tabla 4.9 Rangos de edades obtenidos para los circones detríticos de la Muestra MGUADAL4-09.

Rango de edades (Ma)	N° de circones (n)	Picos (Ma)	Rango temporal
22-18	52	18,7 (Burdigaliano) y 20,6 (Aquitaniense)	Mioceno inferior
33-27,7	4	32,9 (Rupeliano)	Oligoceno
34,5	1		Eoceno
98,4	1		Cretácico Superior (Cenomaniano)
130-112,2	5		Cretácico Inferior
424,7-303,3	3		Silúrico-Carbonífero
623,7	1		Neoproterozoico

La edad de sedimentación máxima calculada es $18,7 \pm 0,3$ Ma (2σ , $n = 42$), con picos a los $\sim 32,9$ y $\sim 20,6$ Ma.

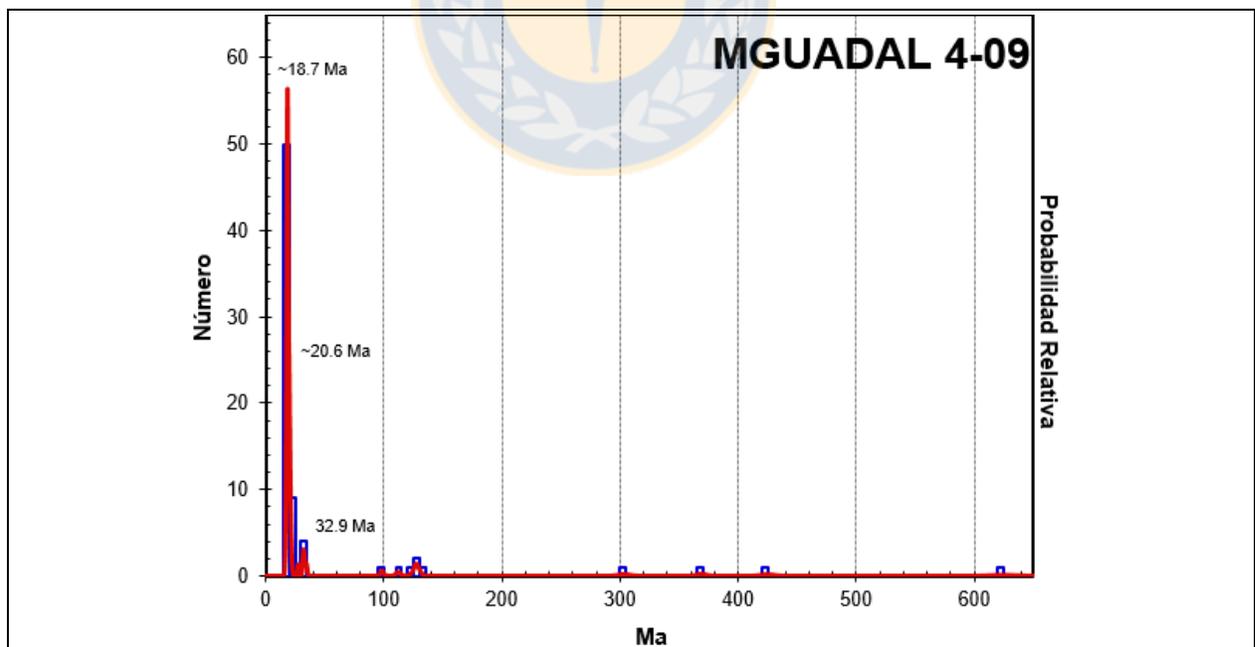


Figura 4.10 Histogramas y curvas de probabilidad relativa de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ LA-ICP-MS en la muestra MGUADAL4-09.

5. ANÁLISIS DE FACIES E ICNOFACIES

5.1. GENERALIDADES

Para efectuar el análisis de facies e interpretación de ambientes para las formaciones terciarias en la zona de estudio, se levantaron once columnas estratigráficas en siete localidades situadas al sur del Lago General Carrera (Anexo 1). A partir de la información recopilada, se realizó un análisis de facies y finalmente se propone un modelo sedimentario. De las formaciones involucradas en este estudio, hay 3 con carácter continental, asociados a ambientes fluviales, que son las formaciones Ligorio Márquez, San José y Santa Cruz, y una con carácter marino, que es la Formación Guadal. Las litofacies para las formaciones fluviales fueron basadas en los trabajos de Miall (1977), Miall (1985) y Miall (2006), mientras que, para Formación Guadal, se utiliza como guía los trabajos de Einsele (1992) y Posamentier y Walker (2006). Además, se puede apoyar visualmente la descripción de litofacies y asociaciones de facies con el Anexo 2.

5.2. FORMACIÓN LIGORIO MÁRQUEZ

5.2.1. Litofacies sedimentarias

En la Tabla 5.1 se describen las litofacies observadas en las columnas donde aflora la Formación Ligorio Márquez. A cada litofacies se le asigna un código y se describe de forma general sus principales características, además de indicar en qué columnas y tramos se encuentran. Posteriormente se realiza una breve interpretación. Para mayores detalles sobre la descripción de las columnas y tramos, revisar el Anexo 1.

Tabla 5.1: Litofacies en Formación Ligorio Márquez.

Código	Descripción	Columnas / Tramos *	Interpretación
Gcm	Conglomerados masivos clasto-soportados.	Columna Quebrada Honda 1 (1). Columna Ligorio Márquez 2 (1-3-4).	Depósitos de barras o lag de cantos.

Continuación de la Tabla 5.1.

St	Areniscas de grano muy fino a grueso con estratificación cruzada en artesa.	Columna Ligorio Márquez 1 (1). Columna Ligorio Márquez 2 (1-3-4).	Dunas de cresta sinuosa o lingüiforme (3D).
Sm	Areniscas de grano muy fino a grueso masivas.	Columna Quebrada Honda 1 (2-3). Columna Ligorio Márquez 2 (2-7).	Depósitos de flujos de sedimentos gravitacionales, lóbulos de derrame, o mala preservación de estructuras sedimentarias.
Fsm	Lutitas masivas.	Columna Ligorio Márquez 2 (1-2-4-6).	Depósitos por decantación de sedimentos finos.
C	Carbón a lutitas carbonosas con fósiles vegetales.	Columna Ligorio Márquez 2 (6).	Restos de vegetación en ambiente reductor.
* <u>Nota:</u> números de los tramos van entre paréntesis seguido del nombre de la columna a la que pertenecen.			

5.2.2. Asociaciones de Facies

Las asociaciones de facies observadas en la Formación Ligorio Márquez durante este trabajo se presentan en la Tabla 5.2, además de las columnas y tramos donde se ubican, y una interpretación del ambiente o sub-ambiente al que corresponde cada una.

Tabla 5.2: Asociaciones de facies en Formación Ligorio Márquez.

Asociaciones de Facies*	Columnas / Tramos**	Ambiente o Sub-ambiente
Asociación de facies A (Gcm, Sm).	Columna Quebrada Honda 1 (1-3).	Ríos trezados del tipo Donjek Miall (1977).
Asociación de facies B (Sm, St, Gcm > Fsm).	Parte inferior de la columna Ligorio Márquez: Columna Ligorio Márquez 1 (1), Columna Ligorio Márquez 2 (1 al 4).	Ríos trezados de arena perennes de poca profundidad (Miall, 2006), del tipo South Saskatchewan (Miall, 1977).
Asociación de facies C (C, Fsm > Sm).	Tramo superior de la Formación Ligorio Márquez: Columna Ligorio Márquez 2 (6-7).	Depósitos de llanuras de inundación.
* <u>Nota 1:</u> litofacies que forman las asociaciones de facies van entre paréntesis		
** <u>Nota 2:</u> tramos van entre paréntesis seguido del nombre de la columna a la que pertenecen.		

5.2.3. Interpretación

La Formación Ligorio Márquez alcanza los ~60 m de espesor. En general, está constituida por conglomerados, areniscas, limolitas y carbón. Se describen 3 asociaciones de facies (Figura 5.1).

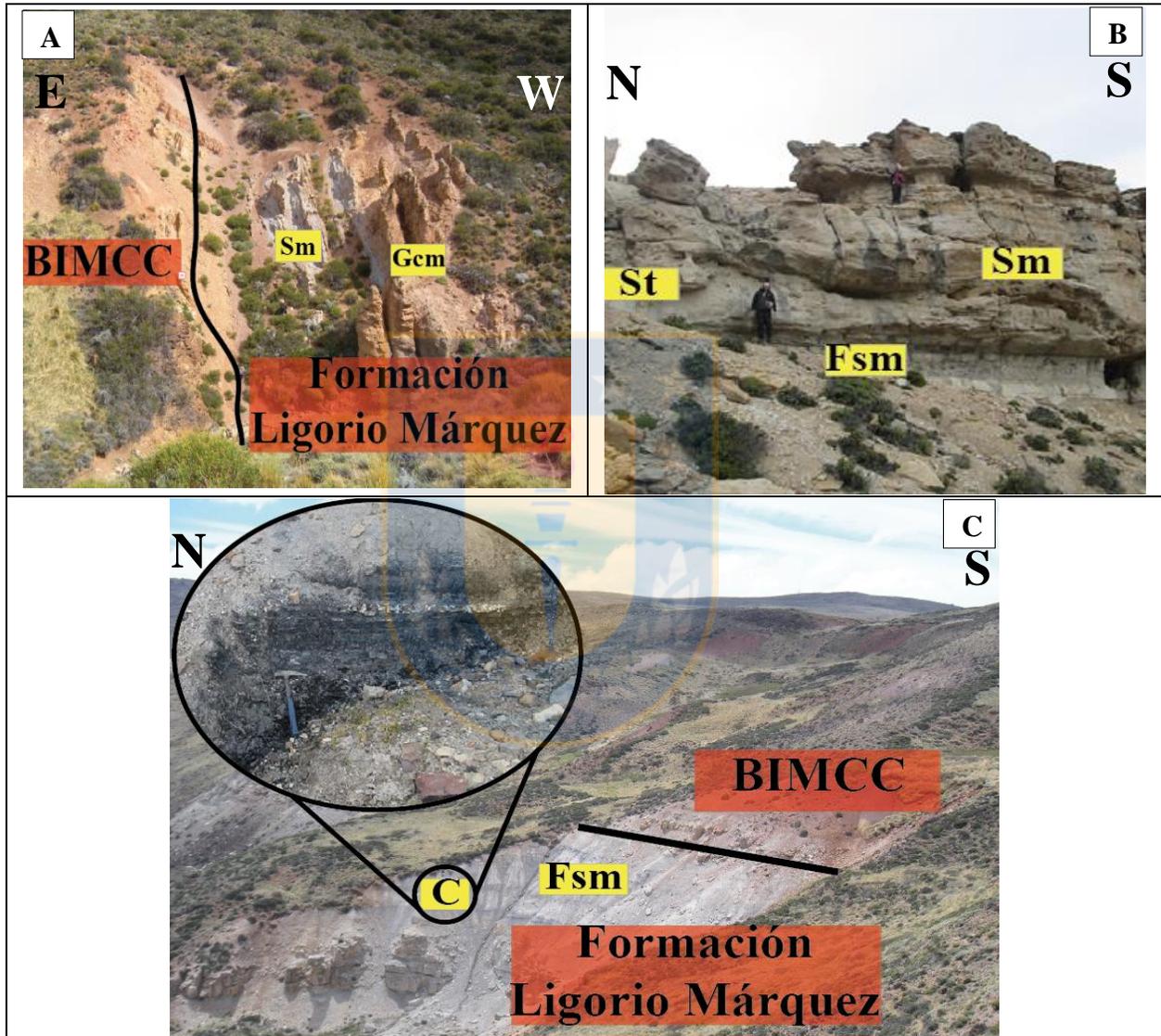


Figura 5.1 Asociaciones de facies en Formación Ligorio Márquez. Sus litofacies se observan en cuadros amarillos según la Tabla 5.1. A: Asociación de facies A en Columna Quebrada Honda 1. Además, se observa el contacto (cubierto) con los BIMCC. B: Asociación de facies B en Columna Ligorio Márquez 2. Además, se observa geometría de canales. C: Asociación de facies C (Columna Ligorio Márquez 2). En detalle (zoom), se observan niveles de carbón. Además, se observa el contacto (cubierto) con los BIMCC.

En el sector de Columna Quebrada Honda 1 se observan facies típicas de ríos trenzados (Asociación de facies A) (Figura 5.1 A). A pesar de no observar estructuras sedimentarias ni tampoco la geometría de los estratos (debido a la deformación tectónica), por su litología de grano grueso (Gcm y Sm), mala selección de los conglomerados (Gcm), límites de contacto difusos, superficies de erosión de bajo relieve y buen redondeamiento de los clastos, se interpretan como depositados por la acción de flujos tractivos de corta duración, dada la disposición caótica y mala selección de sus clastos. Dichos clastos, habrían sido previamente transportados, dado su redondeamiento. Estas facies son típicas de barras de ríos. La asociación de facies A se asemeja a la descrita por Miall (2006) para ríos trenzados de grava. Según el porcentaje de la columna que representan las gravas (66%), corresponden a ríos trenzados del tipo Donjek (10-90% de gravas) (Miall, 1977).

En el sector de Mina Ligorio Márquez, se habrían desarrollado depósitos de ríos trenzados de arenas (Asociación de facies B) (Figura 5.1 B), de menor energía que los de la Asociación de facies A, con un menor grado de migración de los canales y escaso desarrollo de facies finas (Fsm). Estas últimas se sedimentan debido a decantación de finos en la fase final de relleno de ciclos de canales o llanuras arenosas. Se observa una geometría de canales a mediana y gran escala, bases erosivas, y también amalgamamiento de canales. Las facies presentes son de arenas (Sm, St), con menor proporción de limolitas masivas (Fsm) con restos vegetales (hojas, raíces y madera fósil). Esta asociación de facies se interpreta como generada en un ambiente fluvial de ríos trenzados de arena de poca profundidad, similares a los descritos por Miall (2006), del tipo South Saskatchewan (<10% de gravas), debido a su proporción de gravas dentro de la secuencia ($\approx 5\%$ de litofacies Gcm), según lo señalado por Miall (1977).

Finalmente, la secuencia culmina con un desarrollo de depósitos de llanuras de inundación atribuidos a la acción de un sistema fluvial meandriforme (Asociación de facies C) (Figura 5.1 C), que indicaría menores pendientes y menor energía, con la consiguiente sedimentación de finos (Fsm) en condiciones de anegamiento y reductoras, lo que permitirían el desarrollo de los mantos de carbón (C) que caracterizan la parte superior de la Formación Ligorio Márquez. Los depósitos de arenas (Sm) serían ingresados debido a inundaciones instantáneas de mayor energía (Sm), interpretadas como depósitos de *creevase splay*. Algunas de las intercalaciones de arena que

muestran potencias métricas, podrían corresponder a depósitos de canales. Sin embargo, la mala preservación de los afloramientos no permite su diferenciación.

En definitiva, se interpreta el ambiente de sedimentación como ríos trenzados tipo Donjek en el sector de Quebrada Honda, mientras que en el sector de Mina Ligorio Márquez, habría pasado de un ambiente de ríos trenzados de arenas de tipo South Saskatchewan, a un sistema de ríos meandriformes con llanuras de inundación y desarrollo de mantos de carbón.

5.3. FORMACIÓN SAN JOSÉ

5.3.1. Litofacies sedimentarias

En la Tabla 5.3 se describen las litofacies observadas en la Formación San José. A cada litofacies se le asigna un código y se describe de forma general sus principales características, además de indicar en qué columnas y tramos se encuentran. Posteriormente se realiza una breve interpretación. Para mayores detalles sobre la descripción de las columnas y tramos, revisar el Anexo 1.

Tabla 5.3: Litofacies en Formación San José.

Código	Descripción	Columnas / Tramos *	Interpretación
Gcm	Conglomerados clasto-soportados masivos.	Columna Pampa Castillo (1-2-4-8). Columna Pampa Guadal (2-4).	Flujos fluidales, (tractivos, turbulento). Depósitos de barras. Lag de cantos.
Gh	Conglomerados con clastos imbricados.	Columna Pampa Castillo (2-7) y Columna Pampa Guadal (6).	Depósitos de barras.
Sp	Areniscas de grano fino a medio con estratificación cruzada planar.	Columna Pampa Guadal (2-3-4-7).	Estructuras sedimentarias transversas o lingüiformes (dunas 2D).
St	Areniscas de grano muy fino a muy grueso con estratificación cruzada en artesa.	Columna Pampa Castillo (7).	Dunas de cresta sinuosa o lingüiforme (3D).
Sh	Areniscas de grano fino a muy grueso con laminación horizontal.	Columna Pampa Guadal (2).	Depósitos de alto régimen de flujo.

Continuación Tabla 5.3

Sm	Areniscas de grano muy fino a muy grueso masivas.	Columna Las Horquetas 1 (1). Columna Pampa Castillo (2-3-5-8). Columna Pampa Guadal (3).	Depósitos de flujos de sedimentos gravitacionales, lóbulos de derrame, o mala preservación de estructuras sedimentarias.
T	Tobas.	Estero Las Dunas (1) Columna Pampa Castillo (6). Columna Pampa Guadal (1-3-5-8).	Depósitos provenientes de centros efusivos con volcanismo piroclástico.
Fsm	Lutitas masivas.	Columna Pampa Castillo (5). Columna Estero las Dunas (1). Columna Pampa Guadal (3-5-6-7-8).	Depósitos por decantación de sedimentos finos.
C	Carbón a lutitas carbonosas.	Columna Pampa Guadal (8). Columna Pampa Castillo (5).	Restos de vegetación en ambiente reductor.
*Nota: tramos van entre paréntesis seguido del nombre de la columna a la que pertenecen.			

5.3.2. Asociaciones de facies

Las asociaciones de facies observadas en la Formación San José durante este trabajo, se presentan en la Tabla 5.4, además de las columnas y tramos donde se ubican, y una interpretación del ambiente o sub-ambiente al que corresponde cada una.

Tabla 5.4: Asociaciones de facies en Formación San José.

Asociaciones de Facies*	Columnas / Tramos**	Ambiente o Sub-ambiente
Asociación A (Gcm, Gh, Sm).	Parte inferior de la Formación San José, en la Columna de Pampa Castillo (1 al 4).	Barras gravosas en un ambiente fluvial de ríos trezados del tipo Donjek (25% de gravas en la sección) (Miall, 1977).
Asociación B (Gcm, Gp, Gh, Sp, Sh, Sm).	Columna Pampa Guadal (2-4-6), Columna Pampa Castillo (7-8), Columna Las Horquetas 1 (1).	Depósitos de canales en un sistema fluvial meandriforme gravoso-arenoso.

Continuación Tabla 5.4

Asociación C (Fsm, C, Sp > Sh).	Columna Pampa Castillo (5), Columna Pampa Guadal (3-6-7-8). Columna Estero las Dunas (1).	Depósitos de planicies de inundación.
<p>*Nota 1: litofacies que forman las asociaciones de facies van entre paréntesis</p> <p>**Nota 2: tramos van entre paréntesis seguido del nombre de la columna a la que pertenecen.</p>		

5.3.3. Icnofacies

5.3.3.1. Icnofacies de *Glossifungites*

Se reconocen trazas fósiles de *Thalassinoides* isp. en el techo de la Formación San José, justo en el contacto entre esta última y la Formación Guadal en la Columna Pampa Guadal y en la Columna Estero las Dunas (Figura 5.2).

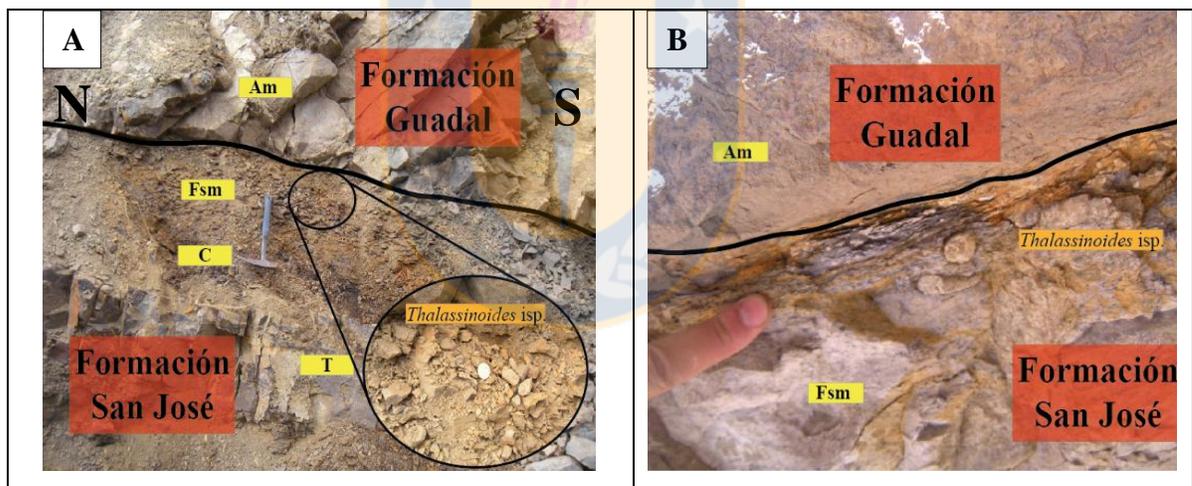


Figura 5.2 Trazas fósiles de *Thalassinoides* isp. en el techo de la Formación San José, justo en el contacto entre Formación San José y Formación Guadal. A: Columna Pampa Guadal. B: Columna Estero Las Dunas. Las litofacies se observan en cuadros amarillos según la Tabla 5.3

Se asignan a la icnofacies de *Glossifungites*, puesto que estas trazas se forman por excavaciones en los sedimentos de la Formación San José, y se encuentran rellenas del sedimento de la Formación Guadal. Esta icnofacies es sustrato controlada y se desarrolla en sustratos firmes y compactados, no litificados (*firmgrounds*). Su importancia estratigráfica radica en el reconocimiento de discontinuidades erosivas (Pemberton y otros 1992a y b; MacEachern y Pemberton, 1992a), pues

se presenta en superficies de omisión marinas firmes, pero no litificadas (Buatois y Encinas, 2006). *Glossifungites* podría formarse en áreas protegidas, de energía moderada, o bien en áreas de energía algo más alta donde los sustratos semiconsolidados ofrecen resistencia a la erosión. Las variaciones relativas del nivel del mar son el mecanismo alocíclico más común por el cual se generan superficies portadoras de la icnofacies de *Glossifungites*, lo cual pone de relieve la importancia de la misma en estratigrafía secuencial. Se interpretarían como el inicio de la transgresión marina Patagónica.

5.3.4. Interpretación

La Formación San José alcanza una potencia que supera los 250 m. Consiste principalmente en areniscas, limolitas, limolitas carbonosas y carbón. Se han descrito 3 asociaciones de facies para esta formación (Figura 5.3).

Esta formación muestra facies de ríos trezados de tipo Donjek, en la base de la Columna Pampa Castillo, mientras que en la parte superior de dicha columna y en todas las otras secciones estudiadas (columnas Pampa Guadal, Las Horquetas y Estero Las Dunas) muestran facies de canales y de llanuras de inundación típicas de un ambiente fluvial meandriforme.

Respecto a los depósitos de canales, se diferencian dos tipos. El primer tipo de canal son los observados en la base de la Formación San José en la sección inferior de Pampa Castillo (Asociación de facies A) (Figura 5.3 A). Los canales están amalgamados, alcanzan varios metros a decenas de metros de potencia, tienen gran extensión lateral, bases erosivas, y presentan secuencias estrato decrecientes de areniscas (Sm) y conglomerados masivos (Gcm). Los conglomerados son clasto soportados, de selección regular, con clastos sub-redondeados en general, centimétricos a decimétricos. La secuencia grano decreciente indica variaciones en el régimen de flujo debido a la acción de flujos tractivos, que podrían disminuir su velocidad en respuesta a la reducción de pendiente, lo que se traduce en un menor aporte de gravas al sistema fluvial, depositándose entonces las arenas masivas (Sm). Además, hay fósiles de hojas en las areniscas (Anexo 1: Columna Pampa Castillo, tramo 3), lo que sugiere condiciones favorables para desarrollo y aporte de vegetación, indicando entonces un clima favorable para el crecimiento de

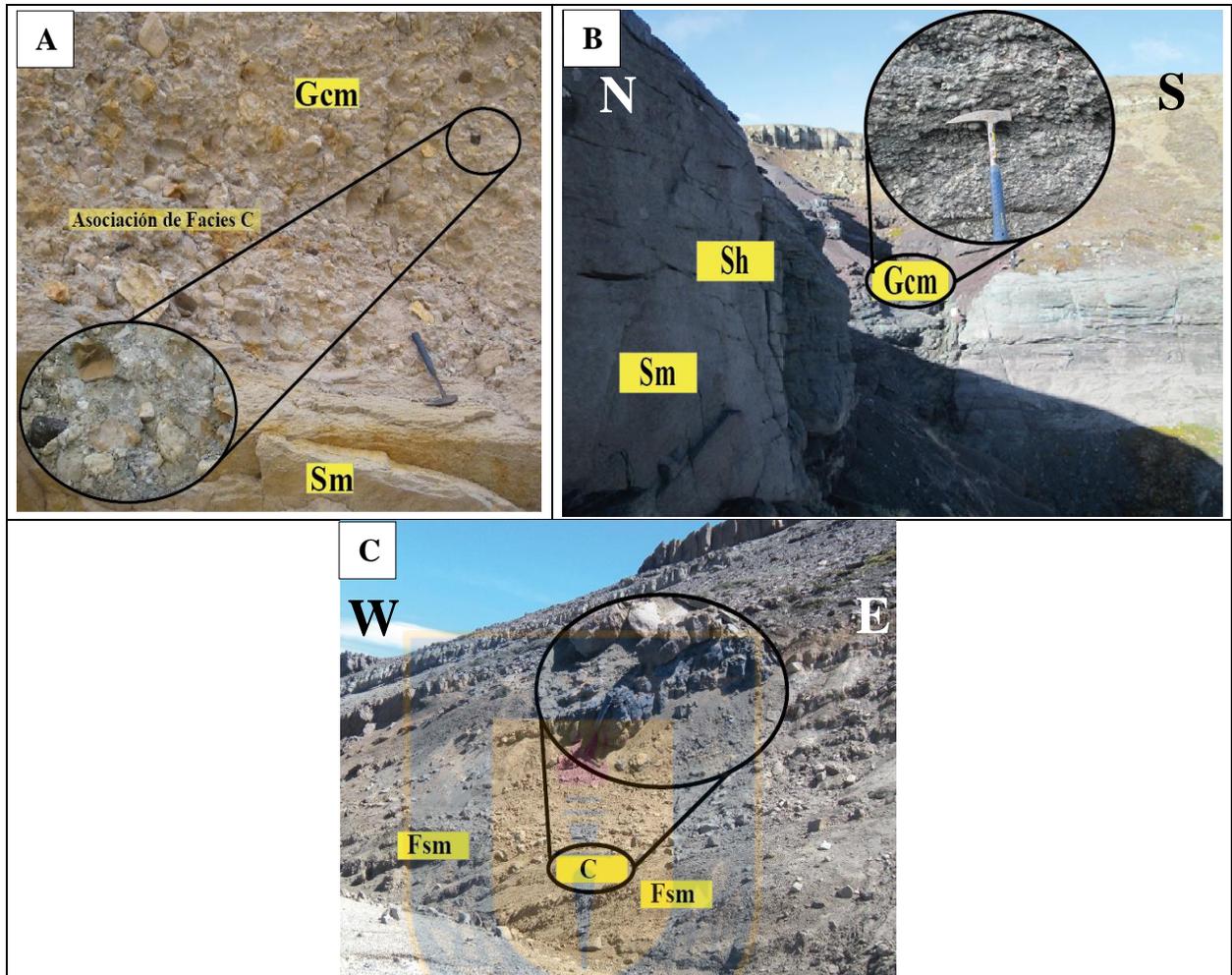


Figura 5.3 Asociaciones de facies en Formación San José. Sus litofacies se observan en cuadros amarillos según la Tabla 5.3 A: Asociación de facies A en Columna Pampa Castillo. Los conglomerados (Gcm) están intercalados con areniscas de grano grueso masivas (Sm). También se puede observar base erosiva entre ambas litologías. En el zoom, se observa la composición polimíctica de los conglomerados; B: Asociación de facies B observada en Columna Pampa Guadal. En detalle, se observan los conglomerados, en general clasto-soportados que rellenan el canal (Gcm); C: Asociación de facies C en parte superior de la Formación San José en Pampa Guadal. En detalle, capa de carbón (C) intercalada entre limolitas masivas (Fsm).

dicha vegetación. En general, la composición de los clastos de los conglomerados y areniscas son principalmente de cuarzo, líticos metamórficos y volcánicos, y escasa o nula presencia de limolitas. Por todo lo anterior, la Asociación de facies A se interpreta como barras de un sistema fluvial trenzado del tipo Donjek (Figura 5.3 A) debido a la proporción de gravas que posee (25% de gravas en la sección) (Miall, 1977).

El segundo tipo de canales (Asociación de facies B) (Figura 5.3 B) son los observados en el resto de la formación San José, es decir, en la parte superior de la Formación San José en la Columna Pampa Castillo, y en todos los demás afloramientos de esta formación en las Columnas Pampa Guadal, Estero Las Dunas y Las Horquetas. En general, estos canales alcanzan hasta 10 m de espesor, tienen bases erosivas, y se constituyen de areniscas masivas (Sm) y/o conglomerados clasto-soportados (Gcm). Los clastos y granos son redondeados, y están compuestos de líticos volcánicos o piroclásticos (80%), cuarzo y feldespato, además de algunos líticos metamórficos. A veces presentan imbricación (Gh). Las litofacies más finas dentro de este complejo, son areniscas de grano fino a medio, masivas (Sm) o con estratificación cruzada planar (Sp). Estos depósitos de conglomerados (Gcm > Gh), y areniscas (Sm > Sp) se intercalan con de facies de planicies de inundación (Asociación de facies C). La asociación de facies B se interpreta como depósitos de canales en sistemas fluviales meandriformes (Figura 5.3 B).

Las facies de llanura de inundación (Asociación de facies C) consiste en una alternancia de limolitas y areniscas, en estratos tabulares y de espesores decimétricos. Localmente, hay intercalaciones de carbón y limolitas carbonosas (Figura 5.3 C) lo cual indica la existencia de ambientes reductores. El poco desarrollo de los carbones se podría explicar debido al frecuente colapso de los *levee*, por lo cual, al ingresar material clástico, este interfirió con la formación de carbones de buena calidad, y por lo cual se sedimentan areniscas masivas (Sm) interpretadas como depósitos de *creevasse splay*. Además, hay estratos de tobas que están intercaladas esporádicamente en la parte inferior de la Formación San José, mientras que, en la parte superior, éstas se van haciendo más predominantes, además de poseer algunas intercalaciones de lavas basálticas. A su vez, los conglomerados se componen de clastos de andesita, basaltos y pómez en la parte superior de la Formación San José. Esto indica un volcanismo piroclástico y efusivo contemporáneo con la sedimentación que se va haciendo más pronunciado hacia la parte superior de la Formación San José.

En definitiva, la formación San José habría pasado de un sistema fluvial trenzado gravo-arenoso a un sistema fluvial meandriforme de gravas y arenas, con gran desarrollo de llanuras de inundación y eventos periódicos de inundación, asociado a volcanismo piroclástico y efusivo.

5.4. FORMACIÓN GUADAL

5.4.1. Litofacies sedimentarias

En la Tabla 5.5 se describen las litofacies observadas en la Formación Guadal. A cada litofacies se le asigna un código y se describe de forma general sus principales características, además de indicar en qué columnas y tramos se encuentran. Posteriormente se realiza una breve interpretación. Para mayores detalles sobre la descripción de las columnas y tramos, revisar el Anexo 1.

Tabla 5.5: Litofacies en Formación Guadal.

Código	Descripción	Columnas / Tramos*	Interpretación
Am	Areniscas de grano muy fino a grueso, masivas y verdosas.	Columna Jeinemeni (2-4). Columna Las Horquetas 1 (2-4). Columna Estero Las Dunas (2). Columna Pampa Guadal (9). Columna Pampa Castillo (9-10).	Sedimentación repentina por flujos fluidos o mala preservación de las estructuras sedimentarias. El color verdoso podría deberse a la presencia de glauconita.
Ao	Acumulaciones de ostreidos (Ao).	Columna Las Horquetas 1 (2). Columna Pampa Guadal (9). Columna Pampa Castillo (10-12).	Depósitos bioclásticos depositados en tormentas o arrecifes de ostreidos fosilizados.
Af	Areniscas de grano fino a medio con estratificación <i>flaser</i> .	Columna Pampa Castillo (12).	Alternancia de periodos de corriente y otros de quietud. Ambientes mareales.
Ah	Areniscas de grano muy fino a grueso con estratificación <i>herringbone</i> .	Columna Pampa Castillo (12).	Direcciones de flujo de dos sentidos. Ambientes mareales.
LA-I	Lutitas con laminación paralela.	Columna Quebrada Honda 2 (1), y Columna Pampa Castillo (9).	Decantación de material fino.
Lm	Limolitas masivas bioturbadas.	Columna Jeinemeni (1 y 3).	Decantación y tracción de material de grano fino en un entorno marino de baja energía. Las estructuras sedimentarias primarias fueron destruidas por bioturbación intensa o procesos diagenéticos.
*Nota: tramos van entre paréntesis seguido del nombre de la columna a la que pertenecen.			

5.4.2. Asociaciones de Facies

Las asociaciones de facies observadas en la Formación Guadal durante este trabajo, se presentan en la Tabla 5.6, además de las columnas y tramos donde se ubican, y una interpretación del ambiente o sub-ambiente al que corresponde cada una.

Tabla 5.6: Asociaciones de facies en Formación Guadal.

Asociaciones de Facies*	Columnas / Tramos**	Ambiente o Sub-ambiente
Asociación de facies A (Am, LA-1 > Ao)	Esta asociación de facies solo se observa en la parte inferior de la Formación Guadal, en la Columna Pampa Castillo (9-10).	Depósitos de llanuras de mareas en un sistema estuarino. Hay trazas fósiles (<i>Planolites ? isp.</i>), así como presencia de bivalvos, especialmente restos de ostras desarticuladas
Asociación de facies B (Am, Ao)	Esta asociación se observa en la parte inferior de la Formación Guadal en las columnas Las Horquetas 1 (2 al 4), Estero las Dunas (2) y Pampa Guadal (9).	Ambientes estuarinos, o bien, transicional entre estuarino y <i>shoreface</i> inferior, con desarrollo de sistemas de arrecifes.
Asociación de facies C (LA-1, Lm, Am)	Corresponde a la zona media de la Formación Guadal, presentes en las Columnas Jeinemeni (1 al 4) y Quebrada Honda 2 (1).	Depósitos de plataforma. Máxima profundidad alcanzada por el "mar Patagoniano" en esta región.
Asociación de facies D (Ah, Af, Ao, Am)	Parte superior de Formación Guadal en Columna Pampa Castillo (12).	Ambiente dominado por las mareas, probablemente estuarinos. La mezcla de icnofacies de <i>Skolithos</i> y <i>Cruziana</i> sugiere un ambiente de <i>shoreface</i> inferior o estuarino.
*Nota 1: litofacies que forman las asociaciones de facies van entre paréntesis		
**Nota 2: tramos van entre paréntesis seguido del nombre de la columna a la que pertenecen.		

5.4.3. Icnofacies

5.4.3.1. Transición icnofacies *Skolithos-Cruziana*

Se puede observar la asociación *Skolithos-Cruziana* en el tramo 12 de la Columna Pampa Castillo, donde aparecen diversas trazas fósiles. La preservación es relativamente mala, por lo que no son fáciles de clasificar. No obstante, se pudo reconocer *Taenidium isp.*, *Palaeophycus isp.*,

Ophiomorpha nodosa (Figura 5.4 A), *Planolites* isp. y *Asterosoma* isp. (Figura 5.4 B), comunes en los cuerpos de arena superficiales sub-mareales (Buatois y Mángano, 2011).

Además, otros autores señalan la presencia de *Chondrites* isp., *Rhizocorallium* isp. y *Rosselia* isp. (Encinas y otros, en prensa). Se ha asignado este ensamblaje de icnogéneros como parte de una transición entre la icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana*. Esta asociación se puede dar en mar abierto, entre el *shoreface* inferior y medio en ambientes clásticos marinos poco profundos, pero también

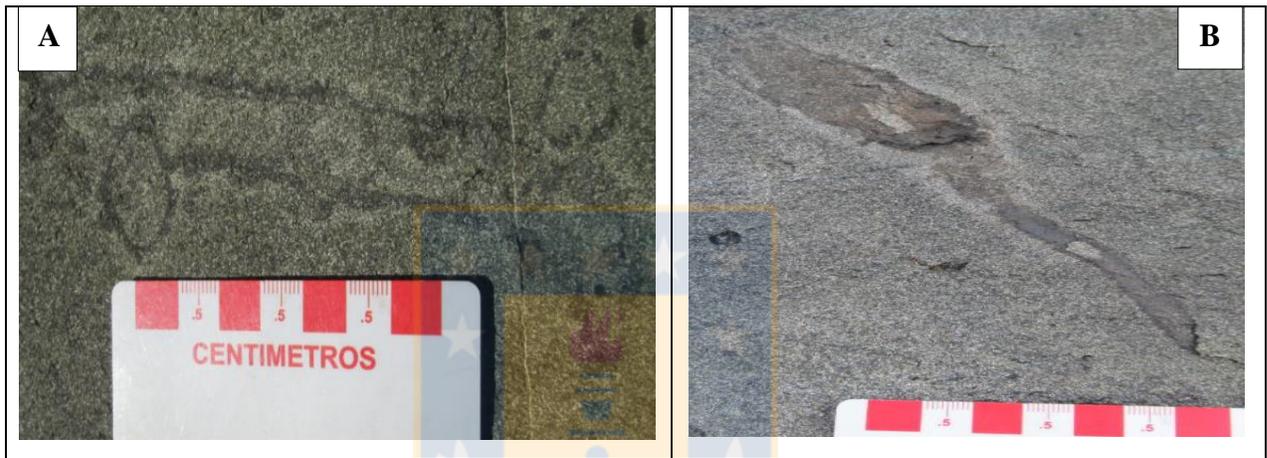


Figura 5.4 Trazas fósiles de la Formación Guadal (en tramo 12 de Columna Pampa Castillo). A: *Ophiomorpha nodosa*. B: *Asterosoma* isp.

se ha documentado en llanuras o planicies mareales dominadas por el oleaje (Buatois y Mángano, 2011), y en estuarios, pero con menor diversidad y cantidad que, en un ambiente de mar abierto, lo cual es reflejo de las variaciones en la salinidad, deposiciones episódicas, y variabilidad en la consistencia del sustrato (McIlroy, 2004 en Buatois y Mángano, 2011).

5.4.4. Interpretación

En el presente estudio se reconoce una potencia máxima de 110 m para la Formación Guadal. El análisis de facies realizado, indica que su sedimentación comienza con una transgresión marina, marcada por la icnofacies *Glossifungites* en el contacto con la infrayacente Formación San José al oeste de Meseta Guadal (sectores de Pampa Guadal y Estero las Dunas). Al este de Meseta Guadal,

el mar transgredió sobre un sistema fluvial, lo que se ve reflejado en la Asociación de facies A (Figura 5.5 A). Esta asociación se caracteriza por una alternancia de areniscas y lutitas con escasas

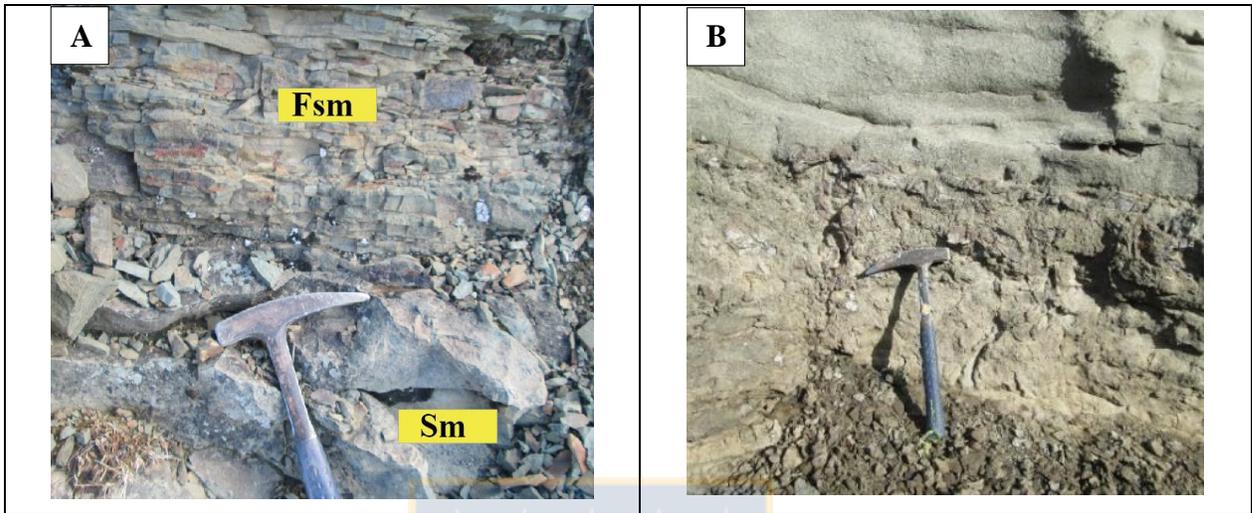


Figura 5.5 Facies de la Asociación de facies A y B de la Formación Guadal. Sus litofacies se observan en cuadros amarillos según la Tabla 5.5. A: Asociación de facies A en Pampa Castillo. B: Bancos fósiles de ostras (Ao) en Asociación de facies B, Columna Pampa Guadal.

trazas fósiles, y presencia de espículas de equinodermos en corte transparente (Anexo 3: muestra PCA-4), así como algunos fósiles de bivalvos y ostras. Tales depósitos son interpretados como llanuras de mareas en un sistema estuarino, con menor influencia de procesos fluviales.

Posteriormente, se sedimenta la Asociación de facies B (Figura 5.5 B). Esta se caracteriza por poseer estratos de areniscas masivas en general (Am), pocas bioturbaciones (*Ophiomorpha nodosa* y *Planolites ? isp.*) y bancos de ostras. Estos últimos se interpretan como arrecifes de ostreidos que típicamente se desarrollan en ambientes estuarinos. Hacia la parte superior de esta asociación de facies, hay gran fauna fósil marina de bivalvos y gastrópodos, lo cual indicaría el paso a un ambiente marino más abierto, poco profundo, bien agitado y con buena oxigenación en un medio de *shoreface* inferior. A pesar de la mala preservación de estructuras sedimentarias, que no permite decir con certeza si las corrientes son inducidas por mareas o por el oleaje, por todo lo explicado anteriormente, esta asociación de facies es interpretada como un ambiente de transición que pasa de estuarino a *shoreface* inferior.

La asociación de facies C (Figura 5.6 A) indica que el sistema evoluciona a un medio marino más abierto, caracterizado por sedimentos de grano fino, bioturbaciones de *Paleophycus* isp., *Planolites* isp. e indeterminadas (Figura 5.6 B), y diversidad de fósiles marinos (Figura 5.6 C y D). Entre estos fósiles se hallan bivalvos, gastrópodos, briozoos, corales solitarios y foraminíferos. Los abundantes y diversos fósiles marinos suelen aparecer completos y articulados (Figura 5.6 C), lo que sugiere

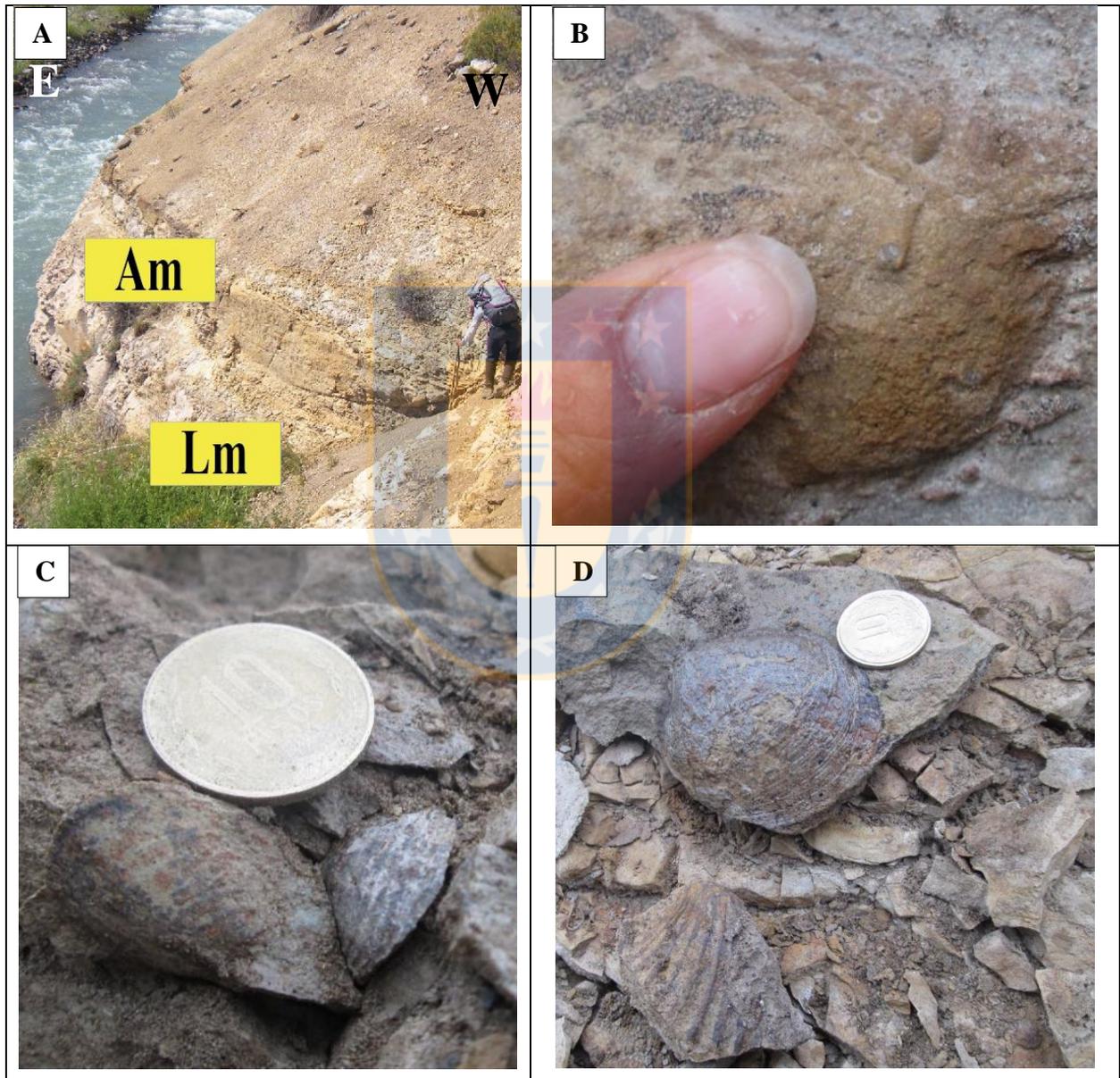


Figura 5.6 Facies de la Asociación de facies C de la Formación Guadal. Sus litofacies se observan en cuadros amarillos según la Tabla 5.5. A: Litofacies de Asociación de facies C en Columna Jeinemeni. B: Trazas indeterminadas en limolitas (Lm). C: Fósiles de bivalvos articulados. D: Bivalvos fósiles.

una preservación en posición de vida o con un ligero transporte, reflejando la menor energía del medio sedimentario. Se interpretan como depósitos de plataforma marina, dominados por procesos de sedimentación por debajo del nivel base de las olas de tormenta. Representarían la máxima profundidad alcanzada por el mar "Patagoniano" en esta región.

Finalmente, la secuencia reflejaría un estadio regresivo, en cual se sedimentaría la Asociación de facies D (Figura 5.7), observada en la parte superior de la Formación Guadal. En dicha asociación de facies, hay características propias de ambientes con influencias mareales, en ambientes estuarinos o llanuras mareales (*tidal flats*), salvo la parte inferior de esta asociación de facies, donde se presenta un nivel altamente bioturbado y fauna fosilífera marina de briozoos, braquiópodos, gastrópodos y bivalvos (Figura 5.8), los que van haciéndose menos abundantes hacia la parte superior de la secuencia.

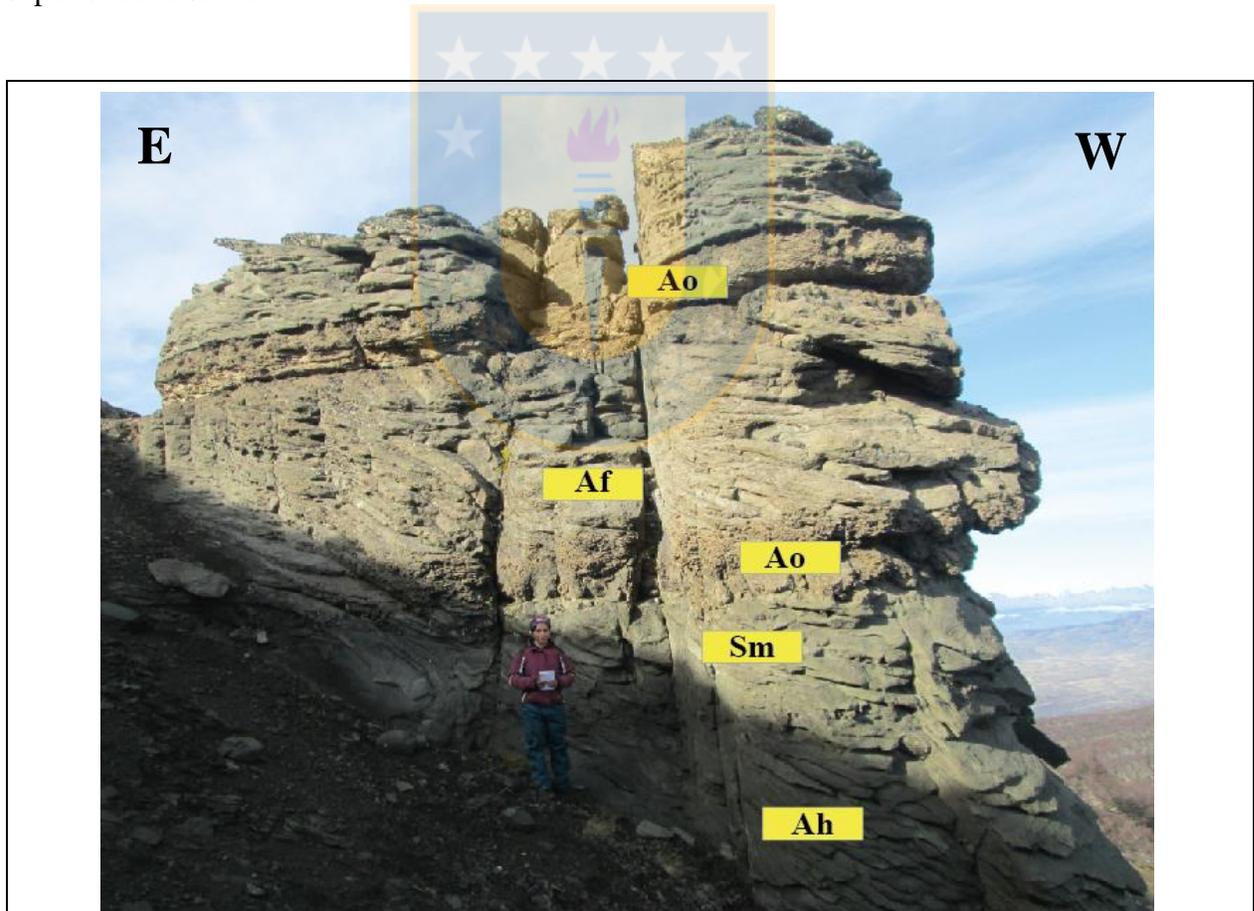


Figura 5.7 Asociación de Facies D de la Formación Guadal. Sus litofacies se observan en cuadros amarillos según Tabla 5.5.

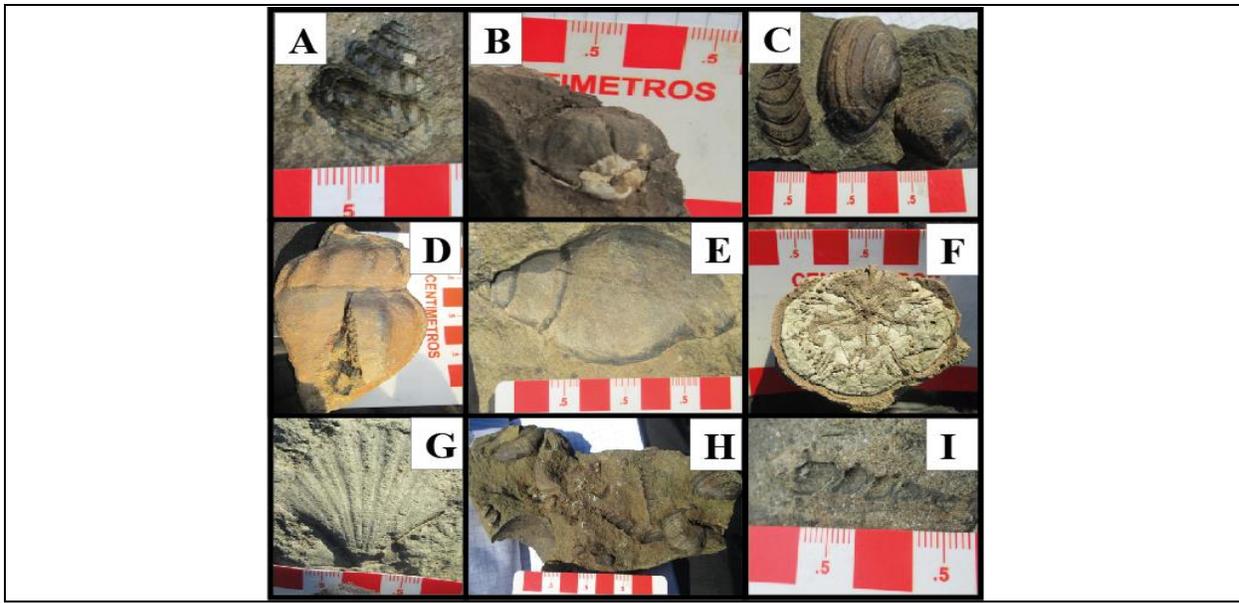


Figura 5.8 Fósiles observados en la parte superior de la Formación Guadal. A, D, E, I: gastrópodos. En I se observan fósiles de *Turritela* sp.; B: braquiópodo; F: equinodermo; C y G: bivalvos; H: gastrópodos (*Turritela* sp.) y bivalvos.

En la parte superior hay estratificación cruzada *herringbone* (Ah) (Figura 5.9 A), estructuras *flaser* (Af) (Figura 5.9B) y bancos de ostras (Ao). Además, es en esta asociación de facies donde se observa la presencia de una mezcla entre las icnofacies *Skolithos* y *Cruziana* (Capítulo 5.4.3.1) observada en este trabajo. Dicha mezcla de icnofacies ocurre en ambientes de *shoreface* inferior a medio, o también en ambientes estuarinos. Todo lo descrito anteriormente sugiere un tránsito de facies de *shoreface* inferior a ambientes estuarinos.

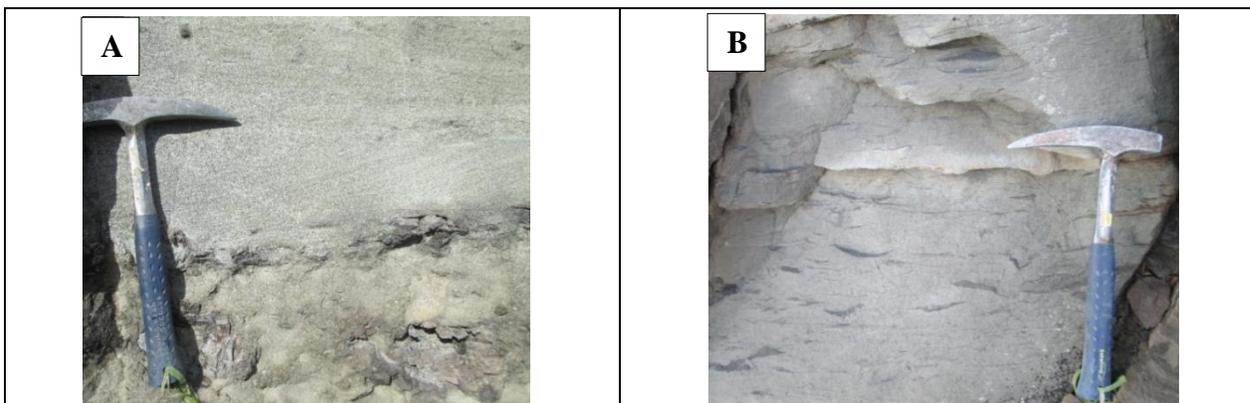


Figura 5.9 Detalle Facies de la Asociación de Facies D de la Formación Guadal. A: Estratificación cruzada *herringbone* (Ah). B: Estratificación *flaser* (Af).

5.5. FORMACIÓN SANTA CRUZ

5.5.1. Litofacies sedimentarias

En la Tabla 5.7 se describen las litofacies observadas en las columnas donde aflora la Formación Santa Cruz. A cada litofacies se le asigna un código y se describe de forma general sus principales características, además de indicar en qué columnas y tramos se encuentran. Posteriormente se realiza una breve interpretación. Para mayores detalles sobre la descripción de las columnas y tramos, revisar el Anexo 1.

Tabla 5.7: Litofacies en Formación Santa Cruz.

Código	Descripción	Columnas / Tramos*	Interpretación
Gcm	Conglomerados masivos	Columna Pampa Castillo (16-20-21)	<i>Lag</i> de cantos, depósitos de barras.
Gh	Conglomerados clasto-soportados con clastos imbricados.	Columna Pampa Castillo (16).	Estructuras sedimentarias longitudinales, depósitos de <i>lag</i> .
St	Areniscas de grano fino a muy grueso con estratificación cruzada en artesa.	Columna Pampa Castillo (21). Columna Pampa Guadal (12). Columna Quebrada Honda 3 (3).	Dunas de cresta sinuosa o lingüiforme (3D).
Sp	Areniscas de grano fino a muy grueso con estratificación cruzada planar.	Columna Pampa Castillo (15-16-18). Columna Pampa Guadal (12).	Estructuras sedimentarias transversas o lingüiformes (dunas 2D).
Sh	Areniscas de grano fino a muy grueso con estratificación paralela.	Columna Pampa Castillo (13-15-16-18), Columna Horquetas 2 (1).	Depósitos de alto régimen de flujo

Continuación Tabla 5.7

Sm	Areniscas de grano muy fino a muy grueso masivas.	Se aprecia en todas las columnas de la Formación Santa Cruz: Columna Pampa Castillo (13-14-17-18-19-20). Columna Pampa Guadal (11-12). Columna Horquetas 2 (1-3). Columna Quebrada Honda 3 (1).	Depósitos de flujos de sedimentos gravitacionales, lóbulos de derrame, o mala preservación de estructuras sedimentarias.
Fsm	Limolitas masivas.	Columna Pampa Castillo (13-14-15-18), Columna Pampa Guadal (11-12). Columna Quebrada Honda 3 (1-3).	Depósitos por decantación de sedimentos finos.
T	Tobas.	Columna Pampa Castillo (14). Columna Horquetas 2 (1-2).	Depósitos provenientes de centros efusivos con volcanismo piroclástico.
* <u>Nota</u> : tramos van entre paréntesis seguido del nombre de la columna a la que pertenecen.			

5.5.2. Asociaciones de Facies

Se procede a describir las asociaciones de facies observadas en la Formación Santa Cruz durante este trabajo en la Tabla 5.8, las columnas y tramos donde se presentan, y una interpretación del ambiente o sub-ambiente al que corresponde cada una.

Tabla 5.8: Asociaciones de facies en Formación Santa Cruz.

Asociaciones de Facies*	Columnas / Tramos**	Ambiente o Sub-ambiente
Asociación de facies A: (Sm, Gcm > Sp, Sh > St, Gt, Gh >> Fsm).	Columna Quebrada Honda 2 (1 al 3), Parte superior de la Columna Pampa Castillo (16 al 21). Columna Las Horquetas 2 (1-3).	Depósitos de canales.
Asociación B (Sm y Fsm > Sh, Sp)	Es la más común en los afloramientos estudiados: Columna Quebrada Honda 3 (1-3), Pampa Guadal (11-12) y en la base de Pampa Castillo (13 al 15).	Depósitos de llanura de inundación con niveles de desbordamientos de los canales (<i>crevasse splays</i>).
* <u>Nota 1</u> : litofacies que forman las asociaciones de facies van entre paréntesis		
** <u>Nota 2</u> : tramos van entre paréntesis seguido del nombre de la columna a la que pertenecen.		

5.5.3. Icnofacies

5.5.3.1. Icnofacies de *Celliforma*

En la columna Quebrada Honda 3, se pudo observar trazas de raicillas fósiles, mientras que en esta misma columna y en la de Pampa Castillo, se encontraron trazas fósiles de *Celliforma* ? isp. o *Fictovichnus* ? isp. (Buatois, L. com. escrita, 2017; Zapata L., com. escrita, 2017) (Figura 5.10). Pero a pesar de haber sido consultado con especialistas utilizando las fotografías tomadas en terreno, sería necesario realizar un estudio más acabado para determinar con certeza su icnogénero. De todas maneras, se trataría de trazas de insectos, abejas o avispas.



Figura 5.10 Trazas fósiles Formación Santa Cruz. A: *Celliforma* ? isp. o *Fictovichnus* ? isp. en Columna Pampa Castillo. B: *Celliforma* ? isp. o *Fictovichnus* ? isp. en Columna Quebrada Honda 3. C: Trazas de raicillas fósiles en Columna Quebrada Honda 3.

Aunque no hay referencias o trabajos detallados en Chile, se han documentado trazas fósiles en Argentina, en la Formación Santa Cruz (Genise y Bown, 1994; Krapovickas (2012); Raigemborn y otros (2015); Zapata y otros, 2016) incluyéndose trazas de *Celliforma rosellii*, *Celliforma argentina*, *Palaeophycus tubularis*, *Planolites beverleyensis*, *Feoichnus challa*, *Fictovichnus gobiensis*, *Taenidium barretti*, trazas de escarabajos y varias trazas de raicillas fósiles. Zapata y otros (2016) señala que estos icnogéneros pertenecerían a la icnofacies de *Celliforma*, aunque con escasa presencia de componentes calcáreos, lo cual es indicativo de paleosuelos bien drenados desarrollados bajo cobertura vegetal baja.

La mayoría de las trazas fósiles de insectos en paleosuelos son nidos o partes de ellos (calichnia), a menudo realizado por varias familias de coleópteros, himenópteros (abejas y hormigas principalmente) y termitas. Tanto las marcas de raicillas fósiles y las trazas fósiles de insectos, indicarían que se trataría de un paleosuelo. Basándose en sus características pedogenéticas, composicionales e icnoassemblaje, Zapata y otros (2016), concluyen para los intervalos medio y superior de la Formación Santa Cruz, un clima cálido, semi-árido a sub-húmedo y estacional, favorable para el desarrollo de comunidades herbáceas.

5.5.4. Interpretación

La Formación Santa Cruz alcanza aproximadamente 1000 m de potencia máxima, aunque en el presente trabajo la potencia máxima observada fue de ~135 m. Esta formación muestra facies de canales fluviales y llanuras de inundación típicas de un ambiente fluvial meandriforme, con desarrollo de paleosuelos.

Los depósitos de canal, agrupados en la Asociación de facies A (Figura 5.11 A) consisten en general de cuerpos acanalados que van de unos pocos m a decenas de m de longitud, que muestran bases erosivas y se componen de areniscas con estratificación cruzada planar y en artesa, y subordinadamente laminación paralela, además de escasos conglomerados, los cuales se presentan en la base de estos estratos de areniscas (*lag* de cantos). Dichos conglomerados son clasto-soportados, con clastos subredondeados de cuarzo, rocas volcánicas y en menor medida, intraclastos de limos.

Los depósitos de llanuras de inundación predominan principalmente en la parte inferior de la Formación Santa Cruz, agrupados en la Asociación de facies B (Figura 5.11 B) con alternancias decimétricas de limolitas y areniscas masivas generalmente, aunque estas a veces presentan laminación horizontal o estratificación cruzada en artesa. Los estratos se presentan como cuerpos tabulares con gran continuidad lateral. Las limolitas muestran marcas de raíces, concreciones diagenéticas y trazas fósiles de insectos (*Celliforma* ? isp. o *Fictovichnus* ? isp.), lo que indica un desarrollo de paleosuelos. En estos depósitos, hay abundante material fosilífero de mamíferos terrestres, los que fueron observados en la parte superior de la Columna Pampa Guadal (Figura

5.11 C). Además, hay intercalaciones tobáceas (T) en estos depósitos, lo que implica una sedimentación asociada a volcanismo piroclástico.

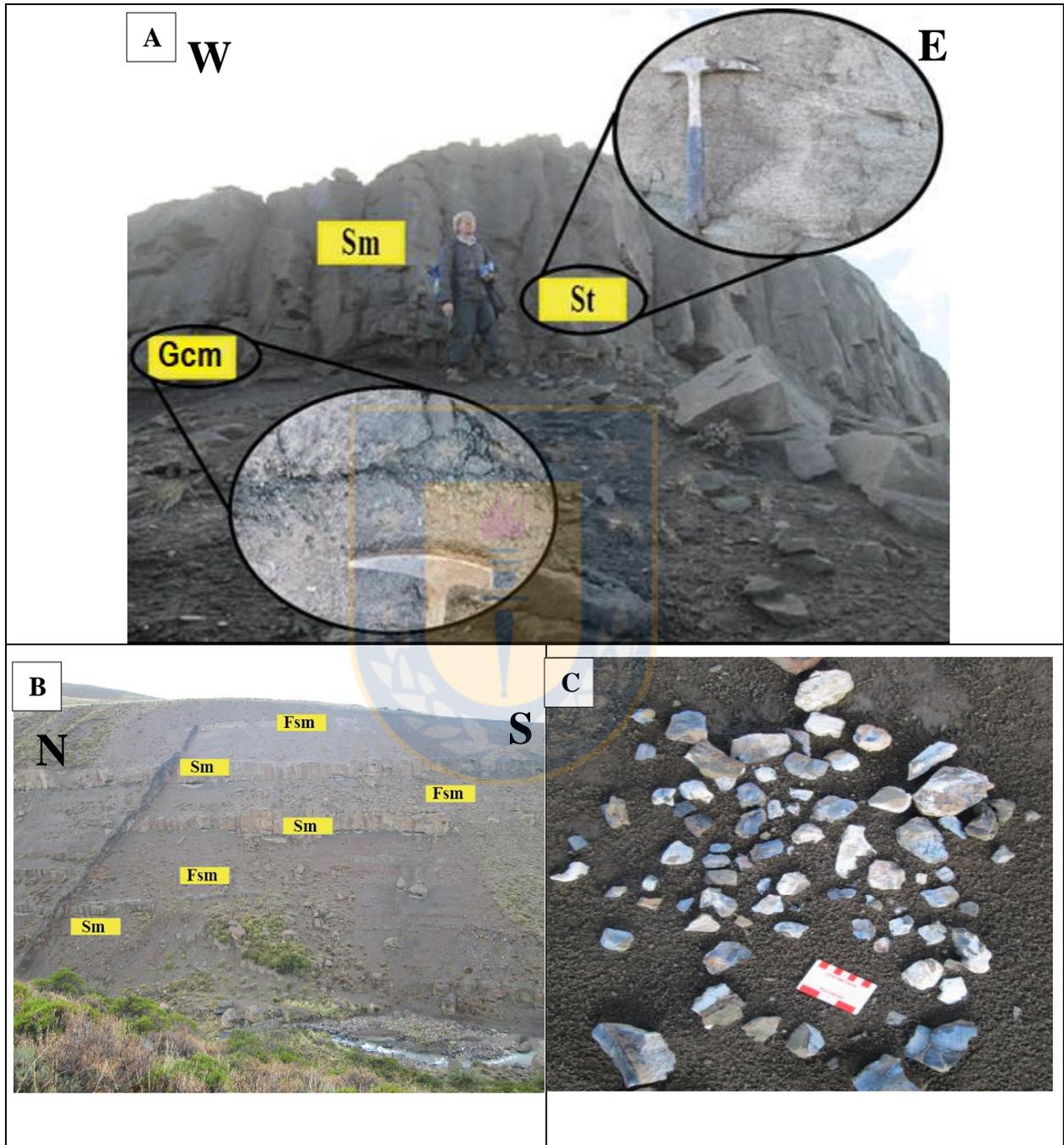


Figura 5.11 Asociaciones de facies y fósiles en Formación Santa Cruz. Sus litofacies se observan en cuadros amarillos según Tabla 5.7. A: Asociación de facies B, en la parte superior de Formación Santa Cruz en Columna Pampa Castillo; B: Asociación de facies A, Columna Quebrada Honda; C: Huesos fósiles de vertebrados, en la parte superior de Formación Santa Cruz, Columna Pampa Guadal.

6. DISCUSIÓN

6.1. FORMACIÓN LIGORIO MÁRQUEZ

6.1.1. Edad

Se obtuvieron dos edades máximas U-Pb de **74,7±0,8 Ma** (Muestra **LMAR-2**) y **79,5±4,0 Ma** (Muestra **LMD15-1**) a partir de circones detríticos de la parte inferior y superior de la Formación Ligorio Márquez, respectivamente, y un único circón con edad de 59 Ma (Muestra **LMAR-2**) (Paleoceno medio-superior).

Previamente, Suárez y otros (2015) habían obtenido una edad Maastrichtiano para el pico más joven de circones detríticos, y dos únicos granos de edades 61 y 56 Ma (Paleoceno medio-superior), respectivamente, pero que estadísticamente no tienen mucha relevancia. Breen y otros (2015) también dataron circones detríticos de varios estratos de arenisca de la Formación Ligorio Márquez, y obtuvieron edades entre 62-50 Ma (Paleoceno inferior-Eoceno inferior). Además, en un estrato de arenisca situado en la parte media de la columna en Mina Ligorio Márquez, obtuvieron un pico más joven, de 52,4±2,7 Ma (Eoceno inferior).

Dado que las edades obtenidas en circones detríticos son edades de sedimentación máxima, y como el valor del pico más joven (52,4±2,7 Ma) de Breen y otros (2015) es menor a los picos más jóvenes obtenidos en Suárez y otros (2015) y en esta memoria, se considera como el valor más cercano al de la edad de sedimentación. Por tanto, con base en los estudios paleoflorísticos que sitúan a Formación Ligorio Márquez en el Paleoceno superior (Troncoso y otros, 2002) se sugiere extender este rango hasta el Eoceno inferior para la Formación Ligorio Márquez, es decir, la edad sería Paleoceno superior-Eoceno inferior.

En este trabajo es probable que no se hayan obtenido edades más recientes debido a que las dataciones se realizaron en areniscas, las cuales reciben aportes de sedimentos de todas las unidades

geológicas que se erosionan alrededor de la cuenca. Lo ideal sería poder hallar tobas en el futuro y datarlas, o realizar nuevas dataciones en las areniscas de esta formación.

6.1.2. Correlaciones estratigráficas

De acuerdo con los datos obtenidos en esta memoria, esta unidad puede correlacionarse por edad y por ambiente con la parte media-baja del Grupo Río Chico, una unidad fluvial del Paleoceno-Eoceno que se extiende en la región extra-andina en la Patagonia Central y que recientemente ha sido datada en 62,5-42,2 Ma (Clyde y otros, 2014; Krause y otros, 2017).

6.1.3. Análisis de proveniencia de circones detríticos

Se ordena y analiza cada una de las posibles unidades geológicas que pudieron constituir el área fuente de la Formación Santa Cruz en el Anexo 4 (LMAR-2 y LMD15-1), el cual sirve de apoyo para obtener una dirección o ubicación geográfica del área fuente con respecto al área donde aflora. Por la ubicación de algunas posibles fuentes como, por ejemplo, la ubicación de los intrusivos Cretácicos (Ej.: Granito Puerto Cristal, situado al noroeste de Meseta Guadal), el Granito Río Blanco, situado entre Meseta Guadal y Meseta Chile Chico, o Dioritas El Halcón (150 Ma), situada al este de Meseta Guadal y al oeste de Meseta Chile Chico, entre otras, se puede inferir un área de procedencia de circones occidental para la Formación Ligorio Márquez.

6.1.4. Ambiente de sedimentación

El ambiente de sedimentación para la Formación Ligorio Márquez, es interpretada como de ríos trenzados de tipo Donjek en el sector de Quebrada Honda, mientras que en el sector de Mina Ligorio Márquez, habría evolucionado desde un ambiente de ríos trenzados de arenas del tipo South Saskatchewan en su parte inferior, a un ambiente fluvial meandriforme con depósitos de llanura de inundación bajo condiciones de anegamiento y reductoras, que permitirían la formación de los mantos de carbón presentes en esta unidad en la parte superior.

En general, en este trabajo se concluye algo similar a lo planteado por De la Cruz y Suárez (2006) y De la Cruz y otros (2008), quienes indican que el ambiente de sedimentación de la Formación Ligorio Márquez es de ríos trezados, probablemente distales de la fuente de origen, por la buena selección y redondeamiento que presentan sus rocas.

Yabe y otros (2006), también plantean un ambiente de ríos trezados para la Formación Ligorio Márquez, pero además sugieren que la sección superior corresponde a un ambiente de pantano. Esto último difiere con la interpretación entregada en esta memoria (depósitos de llanura de inundación) debido a los estratos arenosos que se intercalan entre los mantos de carbón, que corresponderían a depósitos de *creevasse splay*.

Jara y Bravo (2012) plantean que la Formación Ligorio Márquez pasa de un sistema fluvial trezado a un ambiente de ríos anastomosados, pero en esta memoria se discrepa pues estos se caracterizan por presentar extensas llanuras de inundación y canales estables que se apilan en la vertical, características que no fueron observadas.

Respecto al afloramiento de Formación Ligorio Márquez en Quebrada Honda 1 interpretados en esta memoria como un sistema fluvial trezado tipo Donjek, no ha sido bien estudiado en trabajos previos. Sería conveniente entonces, obtener dataciones radiométricas de esta parte de la Formación Ligorio Márquez para conocer mejor su relación con los afloramientos de la Mina Ligorio Márquez, ya que, o bien se trata de una sección más antigua que éstos, o que sería una zona más proximal a la fuente de origen o al frente montañoso, dada su granulometría más gruesa y mala selección.

6.2. FORMACIÓN SAN JOSÉ

6.2.1. Edad

Para la Formación San José se obtuvieron tres edades U-Pb en circones detríticos: **40,6±0,5** (Muestra **PCA-6**), **38,8±0,6** (Muestra **PGD15-2**), y **28,3±0,5** Ma (Muestra **MGUADAL2-09**). Las primeras dos muestras corresponden a tobas, y la tercera a un conglomerado con clastos de pómez.

Se propone, por tanto, para la Formación San José, una edad Eoceno medio-Oligoceno inferior con la base de estos antecedentes, lo cual sería una nueva contribución al desarrollo científico de la zona estudiada pues esta formación no había sido datada anteriormente mediante métodos radiométricos, y debe seguir investigándose a partir de los nuevos hallazgos.

6.2.2. Correlaciones estratigráficas

La Formación San José es correlacionable por edad con rocas volcánicas y sub-volcánicas de edades entre 40-24 Ma, que constituyen varios afloramientos dentro de los Andes Patagónicos Centrales (De la Cruz y otros, 2004; Morata y otros, 2005; Suárez, 2006, De la Cruz y Suárez, 2008; De la Cruz y Cortés, 2011; Encinas y otros, 2016a), tales como Los Domos del Lago Chacabuco (De la Cruz y otros, 2004). También se puede correlacionar por edad con la parte superior de los BIMCC, ya que, pese a que la mayoría de las dataciones de esta unidad han arrojado edades entre 57 y 40 Ma, hay algunas edades más jóvenes, como, por ejemplo, unas de 34,9, 34,1 y 33,5 Ma obtenidas por Flynn y otros (2002).

En los Andes Patagónicos del territorio argentino y en la región de Patagonia Extra-andina, hay correlaciones parciales por edad con Formación Sarmiento cuyas edades van de 41,7 a 18,8 Ma (Ré y otros, 2010), con los estratos marinos del Oligoceno inferior de la Formación Huemul (Paredes y otros, 2015), con la Formación Río Leona del Oligoceno (Marensi y otros, 2003) y parcialmente con la Formación Río Lista del Eoceno inferior-medio.

Al oeste, es parcialmente correlacionable por edad con la secuencia de Puerto Good en el Golfo Penas (Eoceno medio?) (Forsythe y otros, 1985).

Otro punto a destacar, es que, dada la edad que se obtuvo para la Formación San José en este trabajo, implicaría que no es correlacionable con la Formación Ligorio Márquez como fue propuesto por Ray (1996), pues sería más reciente que esta última, ni tampoco con la Formación Casamayor del Eoceno inferior (Ameghino, 1906; Simpson, 1940; Pascual, 1965; Cifelli, 1985; Legarreta y Uliana, 1994, en De la Cruz y otros, 2004).

6.2.3. Análisis de proveniencia de circones detríticos

Se ordena y analiza cada una de las posibles unidades geológicas que pudieron constituir el área fuente de la Formación San José en el Anexo 4 (**PGD15-2, PCA-6 y MGUADAL2-09**), el cual sirve de apoyo para obtener una dirección o ubicación geográfica del área fuente con respecto al área donde aflora. Basándose en la ubicación de algunas de las posibles rocas fuente, por ejemplo, la Formación Divisadero (Aptiano) o el Grupo Coyhaique (Titoniano-Aptiano), ambas unidades situadas al este de Meseta Guadal, se sugiere que el área principal de procedencia de los sedimentos de la Formación San José estaría localizada al este de Meseta Guadal.

6.2.4. Ambiente de sedimentación

La interpretación del ambiente de sedimentación otorgada en este trabajo para la parte inferior de Formación San José, observada en el sector de Pampa Castillo, es de un ambiente de ríos trezados tipo Donjek, en la base de la Columna Pampa Castillo. La parte superior, se interpreta como un sistema fluvial meandriforme con canales rellenos por areniscas y gravas, con gran desarrollo de llanuras de inundación y con presencia de actividad piroclástica y efusiva contemporánea a la sedimentación, debido a las lavas y tobas que hay intercaladas, con un clima que propicia el desarrollo de vegetación (por sus mantos de carbón y sus fósiles vegetales).

La interpretación dada para la parte inferior de Formación San José descrita por Flint y otros (1994) para la base de Formación San José en el río Las Dunas (localidad de San José) es de un sistema de abanicos aluviales. En esta memoria, no fueron observadas características típicas de este ambiente (Ej.: conglomerados matriz-soportados, mala selección y mal redondeamiento de los clastos). Tampoco podría considerarse un ambiente fluvial meandriforme, dada su proporción de gravas y arenas respecto a las de limos, lo cual también es observado por De la Cruz y otros (2003) en el sector de Mina Furioso, quienes interpretan los sedimentos de Formación San José como depósitos de ríos trezados.

La interpretación de la parte superior de la Formación San José es similar a la entregada por De la Cruz y Suárez (2006) y De la Cruz y otros (2004), quienes señalan que se constituye de depósitos

de una planicie de inundación y canales, sugerentes de un sistema fluvial meandriforme de alta sinuosidad (por su asociación de limolitas con lentes arenosos), contemporánea a volcanismo.

Respecto al clima, A. Troncoso (comunicación escrita, 2003, en De la Cruz y otros, 2004) lo considera tropical a subtropical. Se deduce que el abundante contenido de flora fósil y las capas de carbón y lutitas carbonosas observadas en esta memoria (Anexo 1: Columna Pampa Castillo y Columna Pampa Guadal) son un reflejo de un ambiente con bastante vegetación, por tanto, el clima debió propiciar esta condición. Esto discrepa con el clima árido a semi-árido que plantean Flint y otros (1994). Tampoco fueron observadas las calcretas, ni el color rojizo que mencionan dichos autores en las localidades de Estero Las Dunas, Pampa Guadal, Pampa Castillo y Las Horquetas.

6.3. FORMACIÓN GUADAL

6.3.1. Edad

Para la Formación Guadal se obtuvieron dos edades de sedimentación máximas de U-Pb en circones detríticos de **23,4±1,0 Ma** (muestra **PCA-4**) para la base de esta unidad y de **19,8±0,4 Ma** (muestra **MGUADAL3-09**) para su parte superior en la Columna Pampa Castillo. Por otro lado, existe una edad mediante datación radiométrica U-Pb SHRIMP de 28 Ma, en una toba situada en la base de la Formación Guadal en Pampa Guadal (Suárez y otros, 2008, en De la Cruz y Suárez, 2008), y también una edad U-Pb en circones detríticos ~19 Ma para la Formación Guadal en una arenisca en la misma localidad de Pampa Castillo (Suárez y otros, 2015). Estos datos concuerdan con la edad propuesta en el trabajo previo de Frassinetti y Covacevich (1999), quienes al correlacionar la fauna de la Formación Guadal con la de la Formación Monte León en Argentina, le asigna una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior. Se propone entonces una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior bajo para la Formación Guadal.

6.3.2. Correlaciones estratigráficas

Sobre la base de las edades obtenidas en este trabajo, la Formación Guadal se correlacionaría por edad y por ambiente con la Formación Centinela (Oligoceno superior-Mioceno inferior) y con

unidades de la Cuenca Austral, como la Formación El Chacay (20,3-18 Ma; Cuitiño y otros, 2015a) que se extiende en la región Lago Posadas-Meseta Belgrano (47°30'S) y corresponde a la extensión sur de la Formación Guadal en Argentina, la Formación Estancia 25 de Mayo en el Lago Argentino (20-18,8 Ma; Cuitiño y Scasso, 2010; Bostelmann y otros, 2013) y la Formación Monte León en el sureste de Provincia de Santa Cruz (22,12-17,9 Ma; Parras y otros, 2012). Todas estas unidades de la Cuenca Austral pueden correlacionarse en parte con el “Patagoniano” de la Cuenca del Golfo San Jorge al norte (Feruglio, 1949 y Malumián y otros, 1999, en Cuitiño y otros, 2015a), agrupados en la Formación Chenque y recientemente datada en 19,3-15,4 Ma en la región de Comodoro Rivadavia (Cuitiño y otros, 2015a). Estos depósitos en su conjunto representarían la transgresión marina del “Patagoniense” o “Patagoniano” (Malumián y otros, 1999; Parras y otros, 2008; Cuitiño y otros, 2012; Parras y otros, 2012), ampliamente documentada en la literatura geológica.

Por el lado occidental, la Formación Guadal se correlaciona por edad con la Formación Traiguén de 26 a 23 Ma (Encinas y otros, 2016b), y con los estratos marinos profundos que afloran en el Golfo de Penas y que corresponderían a la Unidad Inferior del Grupo Chaicayán de edad Oligoceno-Mioceno (Forsythe y otros, 1985; Encinas y otros, 2015).

6.3.3. Análisis de proveniencia de circones detríticos

Se ordena y analiza cada una de las posibles unidades geológicas que pudieron constituir el área fuente de la Formación Guadal en el Anexo 4 (**PCA-4** y **MGUADAL3-09**), el cual sirve de apoyo para obtener una dirección o ubicación geográfica del área fuente con respecto al área donde aflora. Basándose en la ubicación de algunas de las posibles rocas fuente, por ejemplo, de la Formación Toqui del Grupo Coyhaique, que aflora al este de Meseta Guadal o las rocas hipabisales terciarias del Eoceno-Mioceno (Ej.: Cuerpos Hipabisales Dacíticos, situada al centro y norte del área de estudio, entre Meseta Guadal y Meseta Chile Chico y la Formación Divisadero o el Grupo Coyhaique del Titoniano-Aptiano, situadas al este de Meseta Guadal y al Oeste de Meseta Chile Chico) se sugiere un área de procedencia sur-occidental y nor-oriental para los sedimentos de la Formación Guadal.

6.3.4. Ambiente de sedimentación

La Formación Guadal se interpreta como un ambiente marino, que inicia con una transgresión marina marcada por la icnofacies *Glossifungites* en el contacto con la infrayacente Formación San José, al occidente de Meseta Guadal (en los sectores de Pampa Guadal y Estero las Dunas). Por otra parte, al este de Meseta Guadal (sector Pampa Castillo), transgredió sobre un sistema fluvial, donde hay depósitos interpretados como llanuras de mareas en un sistema estuarino, con menor influencia de procesos fluviales. En la parte inferior alta de esta formación, se observa una transición entre ambiente estuarino a *shoreface* inferior. Los sedimentos de la parte media de la Formación Guadal se interpretan como ambiente de plataforma marina, y finalmente, la parte superior baja, se interpreta como transición de *shoreface* inferior a un ambiente fluvial. Esto podría indicar la siguiente evolución: transgresión sobre un sistema fluvial, ambiente estuarino que pasa transicionalmente a un ambiente de *shoreface* inferior, ambiente de plataforma marina, y finalmente, un ambiente de *shoreface* inferior que pasa transicionalmente a estuarino.

Flint y otros (1994) proponen más o menos lo mismo, en términos generales, identificando 3 asociaciones de facies en Formación Guadal: el Complejo Estuarino Inferior, en la parte inferior, Plataforma Marina en la parte media y Complejo Estuarino Superior, en la parte superior, que es similar al Complejo Estuarino Inferior, pero internamente más complejo en cuanto a estructuras sedimentarias (posee bases erosivas, estructuras de estratificación cruzada en artesa y sigmoidal, *flaser*, *ripples* y localmente estratificación cruzada *herringbone*). Esto es similar a lo observado en la presente memoria, pero se suma la observación de la icnofacies *Glossifungites* en el contacto con la infrayacente Formación San José, la que indica el inicio de la transgresión marina. También, se reconoce una transgresión sobre un sistema fluvial en el sector de Pampa Castillo, al este de Meseta Guadal, donde hay depósitos interpretados como llanuras de mareas en un sistema estuarino, con menor influencia de procesos fluviales, lo que también es observado por De la Cruz y otros (2004). Otro aporte de la presente memoria consiste en identificar facies transicionales de estuarinas a *shoreface* inferior observadas en la parte inferior alta y superior-baja de Formación Guadal, las que difieren del ambiente estuarino en su abundancia y diversidad fosilífera, lo que indica condiciones de ambientes más abiertas y oxigenadas.

Niemeyer y otros (1984) señalan un ambiente nerítico, con sedimentación calcárea, influida por aporte terrígenos. De la Cruz y otros (2004) también mencionan un ambiente de plataforma carbonatada-siliciclástica, pero en este trabajo se pudo constatar una composición siliciclástica en los sedimentos de Formación Guadal (Cortes **PCA-2**, **PCA-3** y **PCA-4**, Anexo 4).

Finalmente, la evolución de los ambientes de sedimentación de la Formación Guadal se asemeja a lo descrito por De la Cruz y otros (2004), quienes indican que representa un registro transgresivo-regresivo, comenzando con una ingesión marina sobre un sistema fluvial, que luego se desarrolla entre ambientes de *shoreface* a *foreshore*, y culmina en un ambiente de *foreshore* en una planicie mareal costera, probablemente asociada a un descenso del nivel del mar.

6.4. FORMACIÓN SANTA CRUZ

6.4.1. Edad

Para la Formación Santa Cruz fueron obtenidas dos edades de sedimentación máxima mediante datación U-Pb en circones detríticos, una de **16,4±0,2 Ma** en areniscas en el sector de Quebrada Honda (Muestra **QHD15-1**) y otra de **18,7±0,3 Ma** en tobas situadas a 10 m de la base en la Columna Pampa Castillo (Muestra **MGUADAL4-09**).

Suárez y otros (2015) obtuvieron una edad U-Pb similar de ~18 Ma en una toba de la Formación Santa Cruz, en esta misma localidad.

En trabajos anteriores, la edad de la Formación Santa Cruz se obtuvo mediante estudio de los fósiles de la localidad de Pampa Castillo y de más al norte del área de estudio, reconociendo una asociación de vertebrados típicas del SALMA (*South American Land Mammal Age*) Santacruciano (Flynn y otros, 2002; Bostelmann y Buldrini, 2012). El Santacruciano fue acotado por Flynn y Swisher (1995) entre 17,5 a 16,3 Ma. Más tarde, Perkins y otros (2012) obtuvieron edades entre 17,8 a 16 Ma para las localidades clásicas del Santacruciano en la costa atlántica de la Patagonia. Más recientemente, Cuitiño y otros (2016) restringieron el Santacruciano entre 18,2-15,6 Ma aproximadamente. Las edades obtenidas en este trabajo concuerdan parcialmente con este rango

de edad ya que la edad de 18,7 Ma, indicaría que la base de la Formación Santa Cruz en Pampa Castillo es más un poco más antigua.

Se propone entonces una edad Mioceno inferior alto-Mioceno medio bajo para la Formación Santa Cruz.

6.4.2. Correlaciones estratigráficas

Hacia el este del área de estudio, los depósitos sinorogénicos fluviales miocenos están ampliamente expuestos en los Andes Patagónicos Centro y Sur, entre la Cordillera de los Andes y la Costa Atlántica, siendo la Patagonia argentina el lugar con mayores afloramientos de estos depósitos. La Formación Santa Cruz se correlaciona entonces con dichas formaciones, entre las que se incluyen las Secuencias del Río Guenguel, Formación Pedregoso, Grupo Río Zeballos, Formación Pinturas y Formación Río Frías, Formación Río Mayo, entre otras. Las edades radiométricas indican rangos de edades entre 19-12 Ma para estas unidades (De Iuliis y otros, 2015; Rivas y otros, 2015; Suárez y otros, 2015; Cuitiño y otros, 2016; Encinas y otros 2016a).

Al oeste, en la Cordillera de la Costa, se puede correlacionar parcialmente con la Unidad Superior del Mioceno medio-Mioceno superior de la secuencia marina del Grupo Chaicayán (Forsythe y otros, 1985; Encinas y otros, 2015).

6.4.3. Análisis de proveniencia de circones detríticos

Se ordena y analiza cada una de las posibles unidades geológicas que pudieron constituir el área fuente de la Formación Santa Cruz en el Anexo 4 (**QHD15-11** y **MGUADAL4-09**), el cual sirve de apoyo para obtener una dirección o ubicación geográfica del área fuente con respecto al área donde aflora. Con los datos obtenidos, no se puede precisar un área de proveniencia exacta para la Formación Santa Cruz, pero se sugiere un área de procedencia sur-occidental y nor-oriental para la Formación Santa Cruz debido que varias de las posibles unidades geológicas fuentes se encuentran entre Meseta Chile Chico y Meseta Guadal. (Ej.: Cuerpos Hipabisales Dacíticos de 26-16 Ma,

situada al centro y norte del área de estudio, y la Formación Divisadero o el Grupo Coyhaique del Titoniano-Aptiano, situadas al este de Meseta Guadal y al Oeste de Meseta Chile Chico)

6.4.4. Ambiente de sedimentación

En este trabajo se interpreta el ambiente de sedimentación de la Formación Santa Cruz como un ambiente fluvial meandriforme, con amplio desarrollo de depósitos de llanuras de inundación en la parte inferior de esta unidad, y asociaciones de facies de canales en la parte superior. Esta última asociación fue observada principalmente en la localidad de Pampa Castillo. Además, habría existido volcanismo piroclástico contemporáneo, inferido a partir de las intercalaciones de depósitos tobáceos.

Flint y otros (1994) interpretan la parte inferior de la Formación Santa Cruz como depósitos de llanuras de inundación en clima semi-árido (por coloración rojiza de las limolitas, presencia de venas de yeso y algunas superficies arcillosas o *silt drapes*) en un ambiente fluvial de ríos meandriformes de alta sinuosidad, mientras que la parte superior corresponde a un sistema fluvial de baja sinuosidad, con areniscas, con canales amalgamados, estratificación cruzada planar y en artesas, bases erosivas, geometría lenticular y limolitas intercaladas que representan material de llanura de inundación bien drenado. Señalan entonces, un cambio mayor en la dinámica de la cuenca. Algo parecido plantean De la Cruz y Suárez (2006), quienes mencionan que la sección inferior de la Formación Santa Cruz presenta lentes arenosas que caracterizan canales de alta sinuosidad, de tipo meandriformes, lo que eventualmente podría reflejar acumulación en un sector de muy escasa pendiente, mientras que el resto de la unidad habría sido depositada en un sistema fluvial con mayor pendiente (probablemente por efecto de un alzamiento tectónico al oeste). En la presente memoria se concuerda con la interpretación del cambio en la dinámica de la cuenca de Flint y otros (1994) y De la Cruz y Suárez (2006), la que estaría asociada a un cambio de pendiente, probablemente debido al alzamiento andino, pues en la parte inferior de la Formación Santa Cruz hay un mayor desarrollo de depósitos de llanuras de inundación, mientras que, en la parte superior, hay facies de canales con areniscas y en menor medida, conglomerados, indicando un aumento de energía.

6.5. ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de la zona de estudio, ha ido modificándose a través del tiempo. En primer lugar, Niemeyer (1975) señala que la secuencia sedimentaria terciaria en Meseta Guadal se constituye, de base a techo por las formaciones Guadal y Río Zeballos, y finalmente los Basaltos de la Meseta de Buenos Aires.

Posteriormente, Charrier y otros (1979a y b) indican la siguiente estratigrafía, de base a techo: “Primer nivel marino con Ostrea” (Cretácico Superior-Paleoceno), al que le sobreyace la unidad “Basaltos Inferiores” (Eoceno). Sobre éstos, sobreyace el “Segundo nivel marino con Ostrea” (Eoceno superior-Oligoceno inferior). Finalmente, la secuencia culmina con los Basaltos de la Meseta de Buenos Aires (Mioceno inferior-Plioceno inferior-Holoceno?).

Flint y otros (1994), definen la Formación San José en la localidad de Río las Dunas. Indican que a esta formación le sobreyace la Formación Guadal, y sobre esta última, sobreyace la Formación Galera. Ray (1996) también definió como Formación San José a los yacimientos fluviales del área de Chile Chico. Posteriormente, Suárez y otros (2000) definen a la Formación Ligorio Márquez en los cerros situados al norte de Laguna Los Flamencos, 25 km al sur de Chile Chico, asignándoles una edad Paleoceno a partir de su flora y edades K-Ar en los basaltos que le sobreyacen.

De la Cruz y otros (2004) dividieron la sucesión fluvial de Meseta Guadal en la Formación Ligorio Márquez y en la Formación San José basados en que la presencia de rocas y clastos de origen volcánico es mucho más abundante en esta última. De la Cruz y Suárez (2006) indican que en el área de Meseta Guadal se encontrarían, en orden cronológico las formaciones Ligorio Márquez, San José, Guadal y Santa Cruz. Por otra parte, De la Cruz y Suárez (2008), indican que, en el área de Meseta Chile Chico, se presentan en orden cronológico, las formaciones Ligorio Márquez, BIMCC, Guadal, y finalmente, los BSMCC en algunos sectores, y en otros la Formación Santa Cruz.

En esta memoria de título se indica que la Formación Ligorio Márquez, originalmente definida por Suárez y otros (2000) en el área de Chile Chico, es más antigua que la sucesión fluvial de Meseta

Guadal. Por esta razón, se mantiene el nombre de la Formación San José, originalmente propuesta por Flint y otros (1994), a la unidad que aflora en Meseta Guadal, mientras que la Formación Ligorio Márquez sólo aflora en el sector más oriental de la zona de estudio, en el área de Meseta de Chile Chico, al oeste de la Falla Jeinemeni. Se puede observar el ordenamiento cronoestratigráfico propuesto en este trabajo para la Meseta Chile Chico y Guadal en la Figura 6.1.

Es preciso reconocer, sin embargo, que existe una incongruencia entre la edad de $38,8 \pm 0,6$ Ma de la muestra PGD15-2 y la de $40,6 \pm 0,5$ Ma de PCA-6, pues la primera fue tomada en la parte basal de dicha formación en la localidad de Pampa Guadal, y la segunda, en la parte superior de la Formación San José en la localidad de Pampa Castillo (Figura 6.2). Esto da a entender que la parte inferior de la sección de Formación San José en Pampa Castillo sería más antigua que la parte inferior de esta formación en la Columna Pampa Guadal, o bien, que los circones de ~ 40 Ma de la muestra PCA-6 podrían corresponder a circones detríticos re-trabajados, y que su edad verdadera sea más joven que 40 Ma. Otra opción es que la parte inferior de la sucesión fluvial en esa sección corresponda la Formación Ligorio Márquez, como había sido propuesto por De la Cruz y Suárez (2006). Esta última opción no fue avalada por ningún indicativo estratigráfico (Ej.: la presencia de una discordancia o de un contacto erosivo), salvo quizás por el cambio de litofacies que existe entre la parte inferior y superior de la Formación San José en Pampa Castillo. Esto debido a que existe una asociación de facies típica de ríos trenzados en la base de la columna, caracterizada por la presencia de conglomerados y alternancias de conglomerados con areniscas de grano muy grueso a grueso, que pasa hacia techo a asociaciones de facies características de ríos meandriformes, con intercalaciones de tobas y escasas lavas (Capítulo 5.3). Este tema debería resolverse en estudios posteriores, con dataciones radiométricas en la base de esta unidad en la localidad de Pampa Castillo. Para efectos de este trabajo, se considera como parte de la Formación San José. Por otro lado, como la edad de la muestra MGUADAL2-09 se obtuvo en la parte superior, pero no el techo de la Formación San José en Pampa Castillo, la parte superior debiera tener una edad menor a $28,3 \pm 0,5$ Ma.

Estos datos indican que la edad previamente señalada por otros autores, de Paleoceno superior-Eoceno inferior para la Formación San José (Eoceno) a partir de su macro-flora fósil (De la Cruz y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006) sería errónea al menos para las secciones datadas en este

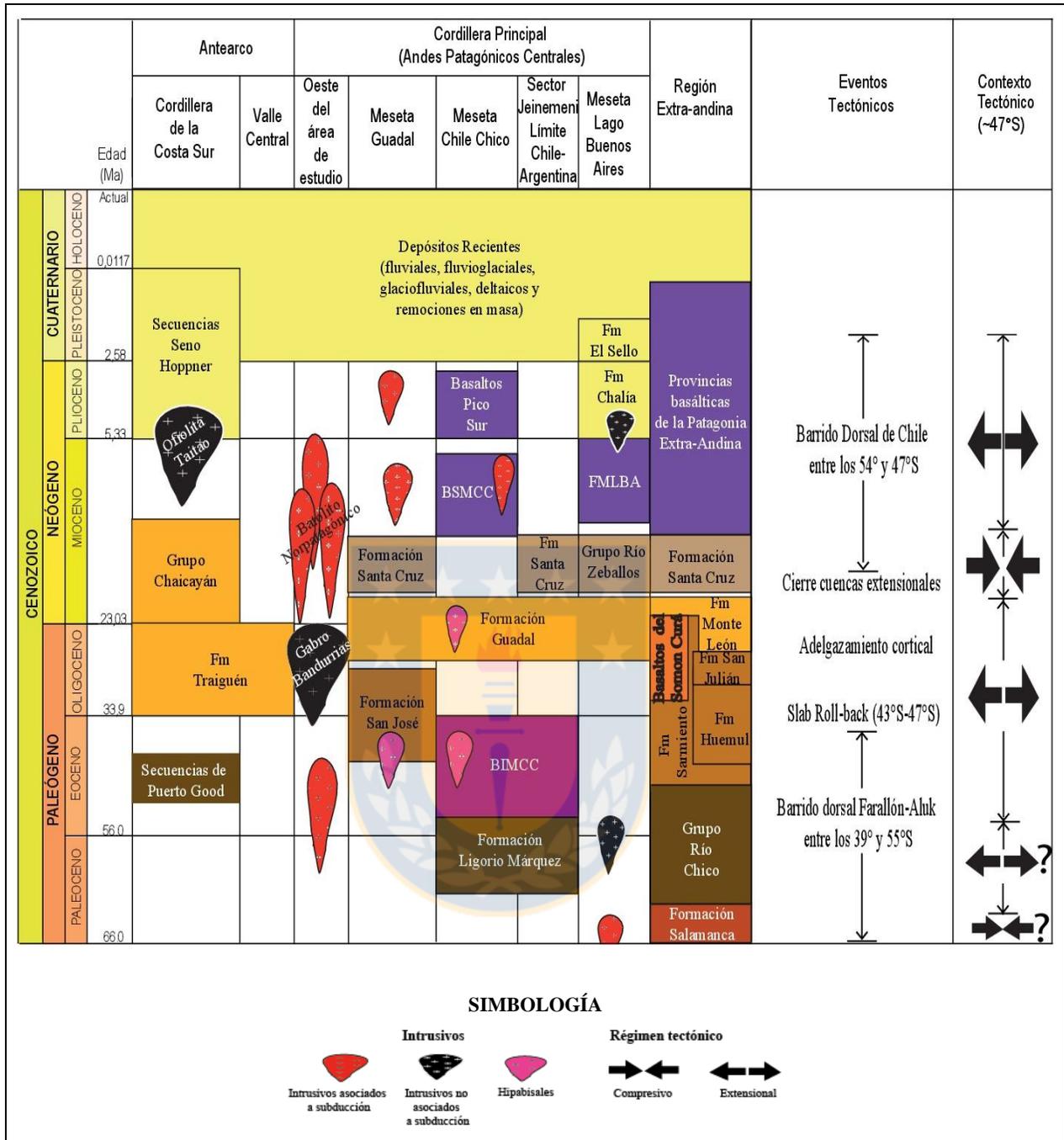


Figura 6.1 Cuadro cronoestratigráfico resumen con las principales unidades geológicas presentes en estas latitudes y contexto tectónico inferido para el área de estudio. Dentro de los Andes Patagónicos se incluyen las localidades estudiadas en este trabajo, con el nuevo orden geocronológico que se realizó a partir de los datos obtenidos en las dataciones radiométricas y el análisis sedimentario.

trabajo, pues el rango de edades, según los datos obtenidos, están entre 40-28 Ma (Eoceno medio-Oligoceno inferior). Otra opción, es que, como se mencionó con anterioridad, la base de la Formación San José en la Columna Pampa Castillo sea más antigua, lo que debe resolverse en

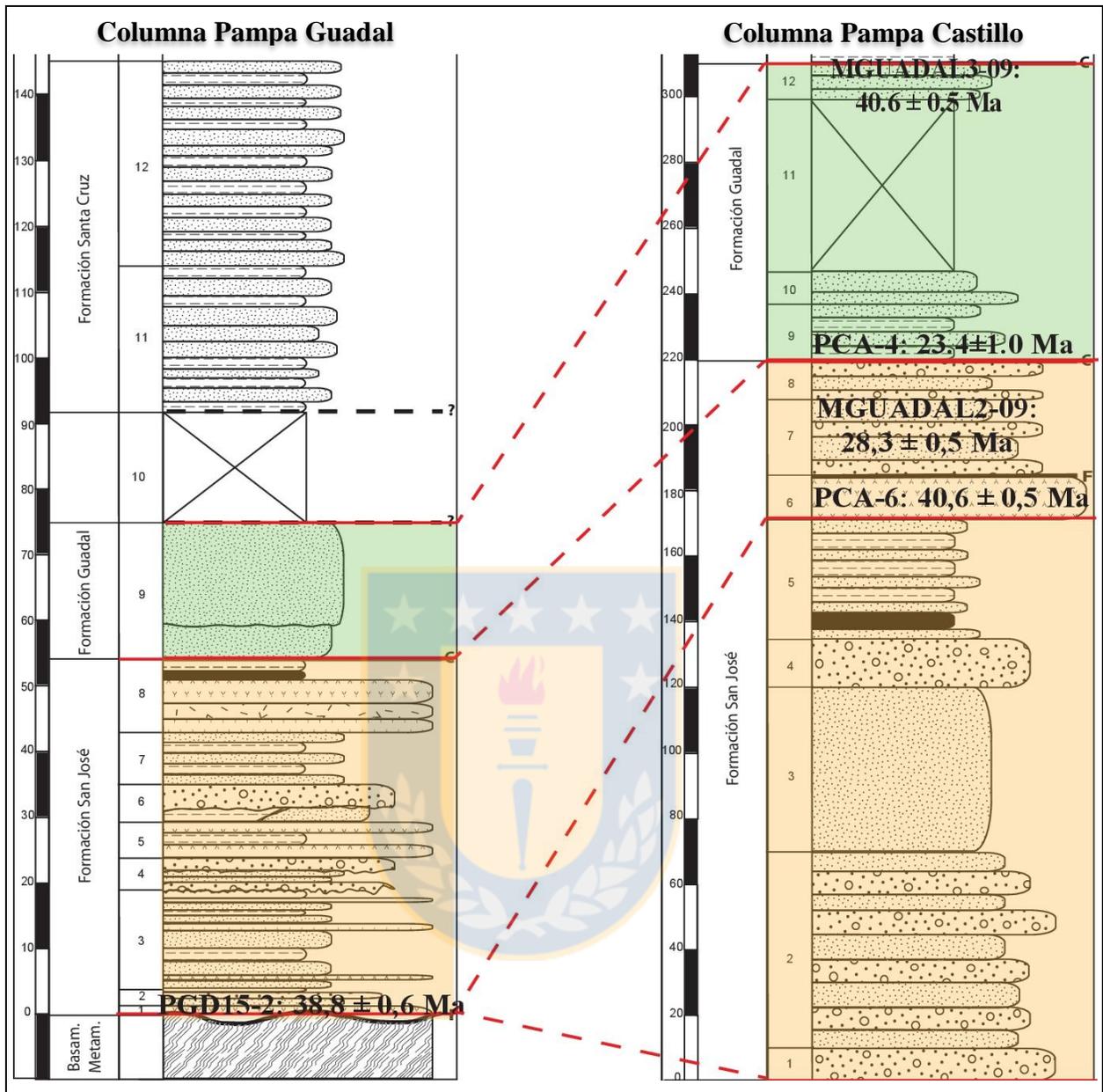


Figura 6.2 Relación de edades y espesores para las formaciones San José y Guadal entre Columna Pampa Castillo (al este de Meseta Guadal), a la izquierda, y Columna Pampa Guadal (al oeste de Meseta Guadal), a la derecha. Descripción de Columnas en Anexo 1.

estudios posteriores. Adicionalmente, esta unidad podría ser transicional con la Formación Guadal del Oligoceno superior-Mioceno inferior, reduciendo significativamente el hiatus propuesto entre ambas unidades.

Finalmente, desde la Patagonia argentina hasta la Cordillera de los Andes afloran numerosos depósitos fluviales sinorogénicos. En los Andes Patagónicos Centrales, al oeste de Argentina, se les llamó Grupo Río Zeballos por Ugarte (1956), y en Chile, Formación Río Zeballos (Niemeyer, 1975), Formación Galera (Niemeyer y otros, 1984; Flint y otros, 1994) y Formación Santa Cruz (De la Cruz y Suárez, 2004; De la Cruz y Suárez, 2008). Este último nombre es el se mantiene en este trabajo para los depósitos fluviales del Mioceno inferior alto-Mioceno medio bajo que afloran en el área de estudio. Esta formación sobreyace en forma concordante y transicional a la Formación Guadal en Meseta Guadal y en el área de Chico Chile, al este de la Falla Jeinemeni.

6.6. EVOLUCIÓN DEL AMBIENTE SEDIMENTARIO Y CONSIDERACIONES SOBRE SU CONTEXTO TECTÓNICO

Se puede observar un esquema paleogeográfico de la evolución de la cuenca y la sucesiva sedimentación de las formaciones en estudio en la figura 6.3.

A comienzos del Cenozoico, se ha interpretado un tectonismo compresivo, contexto en el cual se erosiona el basamento metamórfico y a las unidades mesozoicas, produciéndose un hiatus en el intervalo Cretácico Inferior-Paleoceno superior? (De la Cruz y Suárez, 2008; De la Cruz y Suárez, 2006). Similares observaciones se han hecho al norte y sur del área de estudio (De la Cruz y Suárez, 2006; De la Cruz y otros, 2003), inclusive a 300 km al sur del área de estudio, donde debido a un tectonismo compresivo durante el Cretácico Superior-Paleoceno inferior, se generó una protocordillera y una cuenca de antepaís (Biddle y otros, 1986, en De la Cruz y Suárez, 2008). Sin embargo, la deformación compresiva podría haber sido leve en el área de estudio, pues las relaciones de contacto entre las formaciones Ligorio Márquez (Paleoceno superior-Eoceno inferior) y San José (Eoceno medio-Oligoceno inferior) con las unidades mesozoicas subyacentes muestran discordancias, pero también paraconformidades como las que existen entre Formación San José y las subyacentes formaciones Divisadero y Toqui en la localidad de Meseta Guadal.

Durante el Paleoceno-Eoceno, se puede plantear como argumento a favor de un régimen tectónico compresivo la correlación de la Formación Ligorio Márquez con la parte basal-media del Grupo Río Chico, cuyos niveles basales se interpretan como sinorogénicos a partir de estudios de

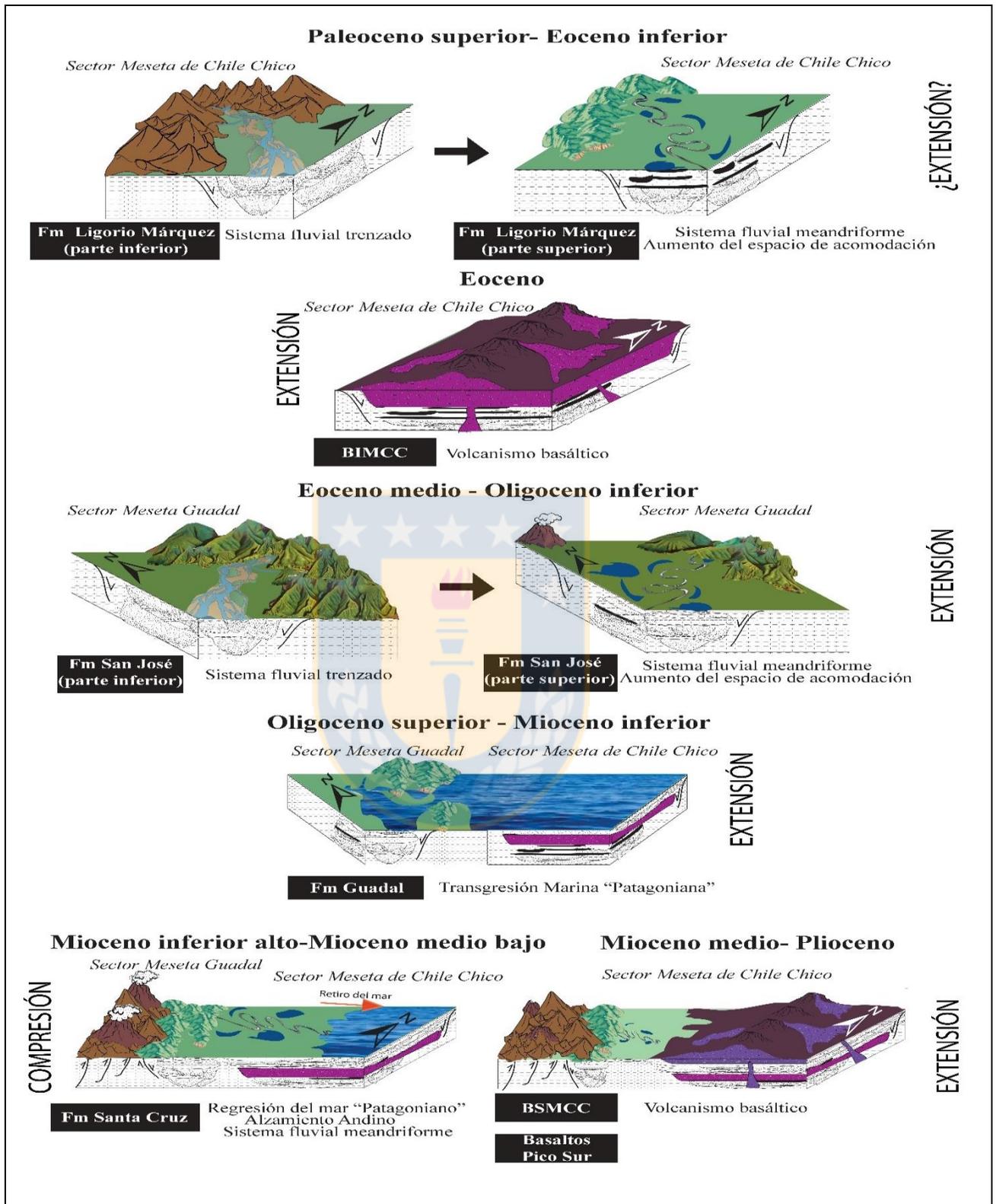


Figura 6.3 Esquema paleogeográfico del área de estudio durante el Cenozoico.

reflectores sísmicos (Navarrete y otros, 2015). En este contexto, los análisis de paleocorrientes con dirección sur-sureste (De la Cruz y Suárez, 2008) y el área fuente occidental que indican los análisis de proveniencia de circones detríticos, podrían evidenciar la existencia de un área montañosa elevada al oeste de Meseta de Chile Chico. El hecho de que los BIMCC, que sobreyacen a Formación Ligorio Márquez, sobreyacen también a las unidades mesozoicas (formaciones Ibáñez, Toqui y Divisadero) en discordancia hacia el oeste de Meseta Chile Chico (De la Cruz y Suárez, 2008), también alude a esta última idea, pues abre la posibilidad de que haya existido algún evento de alzamiento y erosión entre la sedimentación de la Formación Ligorio Márquez y los BIMCC. Sin embargo, los datos geocronológicos sugieren una sedimentación continua o casi continua, pues los BIMCC poseen edades K-Ar de hasta ~57 Ma (Charrier y otros, 1979a y b; Baker y otros, 1981; Espinoza, 2003), mientras que la edad máxima por dataciones radiométricas U-Pb en circones detríticos obtenida para la Formación Ligorio Márquez fue de $52,4 \pm 2,7$ Ma (Breen y otros, 2015), indicando un solapamiento entre ambas unidades.

A favor de un régimen extensional, se puede argumentar que las edades de Formación Ligorio Márquez y los BIMCC indican, como se señaló anteriormente, una sedimentación continua (Breen y otros, 2015), pese a que De la Cruz y Suárez (2008) indican una discordancia entre ambas. Tal discordancia no se observa en este trabajo, pues el contacto es difuso y semi-cubierto. Existe entonces, la posibilidad de que la parte superior de Formación Ligorio Márquez y la parte basal de los BIMCC, sean transicionales, sugiriendo que la primera se sedimentaría cuando se iniciaba la subsidencia de la cuenca que alojó a los BIMCC. Además, la Formación Ligorio Márquez muestra el paso desde un sistema fluvial de ríos trenzados a uno meandriforme, lo que se podría explicar por un aumento del espacio de acomodación y/o una disminución en la pendiente, lo que podría haber sido causado por un régimen extensional, por lo menos localmente.

Los BIMCC son basaltos alcalinos, relativamente primitivos, con una marcada firma tipo OIB (*Oceanic Island Basalt* o basaltos de islas oceánicas) (Espinoza y otros, 2005). Su origen, así como el de otras unidades basálticas eocenas de los Andes Patagónicos Centrales (Ej.: Basaltos Balmaceda y Basalto Posadas), ha sido asociado a una fuerte extensión que permitió un rápido ascenso de magmas no contaminados (Espinoza y otros, 2005) del manto astenosférico, como resultado de la apertura de una ventana astenosférica, vinculada a la subducción de la Dorsal Aluk-

Farallón en la fosa chilena (Ramos y Kay, 1992; Kay y otros, 2002; Espinoza y otros, 2005). Esta Dorsal alcanza los 42°S (borde patagónico) alrededor de los 52 Ma (Eoceno inferior), y migra al sur, hasta llegar a la Península Antártica y Tierra del Fuego cerca de los 42 Ma (Eoceno medio) (Cande y Leslie, 1986, en Folguera y Ramos, 2002b).

La Formación San José (Eoceno medio-Oligoceno inferior) sólo aflora en Meseta Guadal. No se observaron evidencias estructurales sobre el contexto tectónico de la Formación San José, pero se sugiere que podría haberse sedimentado en un hemigraben con un área elevada por fallas normales al este. Esto último, por las siguientes razones: la Formación San José no aflora al este del área de Meseta Guadal, su análisis de paleocorrientes entrega direcciones hacia el oeste y al sur (De la Cruz y Suárez, 2006), su análisis de proveniencia de circones detríticos sugiere un área fuente oriental, y a que la parte basal de la Formación San José en la Columna Pampa Castillo parece ser de mayor edad y de mayor espesor, que la de Columna Pampa Guadal, lo que indicaría una subsidencia progresiva de la cuenca de este a oeste (Figura 6.2). En contraste, se esperaría una exposición continua y direcciones paleocorrientes hacia el este para esta unidad en una cuenca de antepaís. Respecto al régimen tectónico, Encinas y otros (en prensa) hacen un análisis geoquímico en lavas intercaladas en esta unidad, que sugieren una génesis de arco ligada a fuentes toleíticas a calco-alcalinas, cuyos índices geoquímicos indican una corteza relativamente delgada, lo que sugiere una evolución en condiciones extensionales o neutrales. Esto también se observa en otras áreas de la región durante el Eoceno medio-Mioceno inferior, por ejemplo, el Gabro Bandurrias, cuya geoquímica indica un régimen extensional o transtensional (Morata y otros, 2005), o los depósitos tobáceos de la Formación Sarmiento (41,7-18,8 Ma) y sus flujos asociados de lavas alcalinas de intraplaca e intrusivos de la región extra-andina, que indican tectonismo extensional (Paredes y otros, 2008; 2008; Ré y otros, 2010, Gianni y otros, 2015, Paredes y otros, 2015). También las unidades sedimentarias marinas de edades Eoceno superior a Oligoceno inferior (Ej.: Formación Huemul), muestran evidencia sísmica de tectonismo extensional (Paredes y otros, 2015).

La Formación Guadal (Oligoceno superior-Mioceno inferior bajo) aflora en la Meseta Guadal y en la Meseta de Chile Chico, al oeste de la falla Jeinemeni. En la Meseta Chile Chico, esta formación sobreyace a los BIMCC (Paleoceno-Eoceno), lo que indica que existiría un hiato entre estas

unidades, quizás debido a que después de la extrusión de dichos basaltos, esta área estuvo topográficamente elevada. En Meseta Guadal, la Formación Guadal sobreyace a la Formación San José, y sus edades U-Pb (28,3 Ma en la parte superior de la Formación San José y 23,4 en la base de la Formación Guadal) indican que la sedimentación de ambas fue continua o casi continua. Otro punto importante a destacar es que la Formación Guadal presenta variaciones de espesor similares a las de la Formación San José en el área de Meseta Guadal (con ~100 m y 20 m de espesor, en Pampa Castillo y en Pampa Guadal, respectivamente) (Figura 6.2). También el análisis de procedencia de circones detríticos sugiere un área fuente oriental. Todo lo anterior también apoya la idea de una sedimentación en un hemigraben para ambas unidades. De ser así, esto coincidiría con reconstrucciones paleogeográficas previas, que proponen un área elevada al este (Ramos, 1982; Cuitiño y otros, 2015a), aunque no aclara si existía un área emergida al oeste y al norte como también fue propuesto por estos autores.

Para este periodo de tiempo, en otras áreas de la región, hay evidencia de régimen extensional, que Encinas y otros (2017) discuten. Uno de ellos, es la presencia de estratos de crecimiento sin-extensionales y firmas geoquímicas de régimen extensivo en estratos marinos volcano-sedimentarios del Oligoceno-Mioceno superior de las formaciones Ventana (41°S) y Traiguén (44-46°S) (Bechis y otros, 2014; Litvak y otros, 2014; Echaurren y otros, 2016; Encinas y otros, 2016b). Además, la geoquímica de las *pillow-lavas* y turbiditas de la Formación Traiguén (26-23 Ma, Oligoceno superior), señalan un ambiente de subducción, con la presencia de componentes derivados de la deshidratación del slab, pero distinta a la típica de arco, con mayor participación de componentes provenientes del manto astenosférico (Del Mauro, 2015). Otro punto, es la presencia de estratos sin-extensionales asociados a fallas normales (Encinas y otros, 2015) en estratos marinos profundos de la secuencia inferior del Grupo Chaicayán (Oligoceno superior-Mioceno inferior), al oeste del área de estudio (Golfo de Penas, 47°S).

Por otro lado, se tiene la presencia de depósitos marinos del Oligoceno-Mioceno superior, extendidos entre el Pacífico y las costas atlánticas de la Patagonia, incluyendo las áreas occidental, central y oriental de los actuales Andes Patagónicos entre los ~41°-47°S (Encinas y otros, 2017). Dichos depósitos, indicarían que la Cordillera de los Andes, tal como se configura en la actualidad, aún no existiría, pues hay presencia de fósiles atlánticos y pacíficos en Formación La Cascada, al

norte del área de estudio (43-44°S), en los Andes Patagónicos del Norte, lo que se explicaría por una conexión entre los océanos Pacífico y Atlántico (Encinas y otros, 2014). Pese a que en trabajos previos se había descrito una conexión Pacífico-Atlántico en el área de Meseta Guadal (Uliana y Biddle, 1988; Bechis y otros, 2014), no se registra fauna atlántica o mixta en ninguno de los depósitos de edad Oligoceno superior-Mioceno superior en el Golfo de Penas o en Isla Traiguén (Grupo Chaicayán, Formación Ipún, Formación Traiguén) que son los más cercanos (Encinas y otros, 2014). Es más, Frassinetti y Covacevich (1999) indican fauna de afinidad atlántica en Formación Guadal, proponiendo la existencia de un área elevada que impidió que ambos océanos se conectaran. Entonces, por lo menos a estas latitudes, no hay evidencia suficiente para sustentar un enlace entre ambos océanos.

La transgresión marina del “Patagoniano”, podría haber sido causada por la existencia de un evento extensional que provocó una subsidencia a nivel regional, por variaciones en el nivel eustático del mar, además de la paleotopografía del fondo de la cuenca o un control de todos estos factores (Cuitiño y otros, 2015).

Después de la transgresión marina patagoniana, se sedimentaron depósitos fluviales sinorogénicos en el flanco oriental de los Andes y en la región extra-andina, entre ellos, la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior alto-Mioceno medio bajo, ~18,7-15,6 Ma) con hasta 1.200 m de espesor. La presencia de estratos de crecimiento sintectónicos, asociados con pliegues y fallas inversas en dichos estratos (Lagabrielle y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006), indican un tectonismo compresivo (Suárez y De La Cruz, 2000; Thomson y otros, 2002; Lagabrielle y otros, 2004; Blisniuk y otros, 2005; Ramos y Ghiglione, 2008; Cuitiño y otros, 2016), el cual habría ocurrido entre los 18,5-12 Ma. Además, el análisis de paleocorrientes que muestra direcciones hacia el este (Dela Cruz y Suárez, 2006), sumado al análisis proveniencia de circones de esta formación, que señala que una de las posibles áreas fuentes se ubica en el sector sur-occidental del área de estudio, también podrían indicar que habría un área elevándose al oeste de Meseta Guadal.

Una vez culminado el tectonismo compresivo anterior, habría existido un corto período de erosión y peneplanación muy rápida que obliteró los plegamientos previos (Lagabrielle y otros, 2007), y posteriormente, se depositaron basaltos de plateau entre los 12,4-7 Ma, entre ellos, los BSMCC, en

Chile, y los Basaltos de la Meseta Lago Buenos Aires en Argentina. Estos basaltos no se ven afectados por fallas inversas y se superponen a una superficie plana que trunca a los plegamientos del Mioceno inferior-medio (Lagabrielle y otros, 2007). Por otra parte, los depósitos glaciares y fluvio-glaciares del Mioceno-Plioceno superior se acumulan desde ~7 Ma, entre los que intercalan basaltos más recientes en la zona (Lagabrielle y otros, 2010), cuya firma geoquímica es alcalina, señal de un contexto tectónico extensional (Espinoza y otros, 2005). El origen de estos basaltos sería por fusión de descompresión de un ascenso de material de manto astenosférico a través de una ventana astenosférica (Ramos y Kay, 1992; Espinoza y otros, 2005), similar a lo ocurrido con los BIMCC.

En definitiva, los datos en esta memoria sugieren que en los Andes Patagónicos Centrales existiría una tectónica compresiva durante el Cenozoico en dos periodos: pre-Paleoceno superior? y Mioceno inferior-Mioceno medio (18,5-12 Ma), mientras que condiciones tectónicas extensionales o neutrales, parecieran haber dominado, por lo menos localmente. La disposición concordante o con paraconformidad entre las sucesivas unidades, más la ausencia de evidencia estructural en los Andes Patagónicos Centrales sugiere que no hubo deformación compresiva significativa, salvo en la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior alto-Mioceno medio bajo) y otras unidades miocenas (Lagabrielle y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006).

Sin embargo, hay algunas interpretaciones diferentes sobre la evolución tectónica de esta área durante este período. Ramos (1989) interpretó los depósitos volcano-sedimentarios cenozoicos (formaciones Posadas, Centinela y Santa Cruz) en los Andes Centro-Sur de la Patagonia (47-49° S) al oeste de Argentina, como sinorogénicos, por lo que propuso que la deformación compresiva se produjo entre el Paleoceno y el Mioceno superior. También señaló que la línea de costa de la transgresión atlántica del Oligoceno superior-Mioceno inferior, representada por Formación Centinela, coincide con el inicio de la actual cordillera andina al oeste de Argentina, la que habría comenzado a formarse desde ese entonces. Esto discrepa con los estudios geoquímicos en basaltos de edad Paleoceno-Eoceno, como los BIMCC (Espinoza y otros, 2005). También, la presencia de la Formación Guadal en la parte axial de la Cordillera Andina refuta estas ideas, ya que estos depósitos fueron alzados con posterioridad a su sedimentación y no se depositaron en el límite de esta cadena montañosa. Flint y otros (1994) también apoyan una deformación compresiva durante

la sedimentación de Formación Guadal, pero no entregan evidencias estructurales que apoyen esta idea. Por otro lado, Frassinetti y Covacevich (1999) señalan que habría existido una cadena montañosa, impidiendo la conexión de los océanos Pacífico y Atlántico en las cuencas Golfo de Penas y Meseta Guadal ($\sim 47^{\circ}\text{S}$), ya que la Formación Guadal posee fósiles marinos de origen atlántico. Sin embargo, la existencia de una elevación topográfica podría ocurrir en cualquier contexto tectónico, incluyendo un régimen extensional, por lo que tampoco sería determinante para definir un contexto tectónico (Encinas y otros, en prensa).



7. CONCLUSIONES

1. A partir de las edades U-Pb obtenidas en este trabajo, la edad de la Formación Ligorio Márquez es Paleoceno superior-Eoceno inferior. La edad de la Formación San José, es Eoceno medio-Oligoceno inferior. La Formación Guadal tiene una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior. Finalmente, la Formación Santa Cruz, tiene una edad Mioceno inferior alto-Mioceno medio bajo.

2. La Formación Ligorio Márquez se correlaciona por edad y por ambiente con la parte media-baja del Grupo Río Chico (fluvial; Paleoceno-Eoceno: 62,5-42,2 Ma). La Formación San José, se correlaciona por edad con rocas volcánicas y sub-volcánicas de 40-24 Ma (Ej.: Domos del Lago Chacabuco) y parcialmente con los BIMCC (Eoceno). Al este, se correlaciona por edad con las formaciones Sarmiento (41,7-18,8 Ma), Huemul (Oligoceno inferior), Río Leona (Oligoceno) y parcialmente con la Formación Río Lista (Eoceno inferior-medio), y al oeste, con la secuencia de Puerto Good en el Golfo Penas (Eoceno medio?). La Formación Guadal se correlaciona con la Formación Centinela en el lado argentino, con las formaciones de la Cuenca Austral El Chacay (20,3-18 Ma), Estancia 25 de Mayo (20-18,8 Ma) y Monte León (22,12-17,9 Ma) en la Cuenca Astral, y con la Formación El Chenque (19,3-15,4 Ma) en la Cuenca del Gofó San Jorge. Al oeste, se correlaciona por edad con la Formación Traiguén (26-23 Ma) y con la Unidad Inferior del Grupo Chaicayán (Oligoceno-Mioceno). La Formación Santa Cruz, es correlacionable con los depósitos sinorogénicos fluviales miocenos expuestos al este, entre ellos las Secuencias del Río Guenguel, Grupo Río Zeballos, y las formaciones Pedregoso, Pinturas, Río Frias y Río Mayo, entre otras (19-12 Ma en general), mientras que, al oeste, se puede correlacionar parcialmente con la Unidad Superior del Mioceno medio-Mioceno superior de la secuencia marina del Grupo Chaicayán.

3. El ambiente de sedimentación de la Formación Ligorio Márquez, correspondería a sistema fluvial trenzado tipo Donjek en el sector Quebrada Honda, mientras que en Mina Ligorio Márquez tendría una evolución desde un sistema fluvial trenzado tipo South Saskatchewan, en la parte inferior de esta formación, a uno meandriforme en su parte superior con depósitos de llanuras de inundación y desarrollo de mantos de carbón. La Formación San José habría pasado

de un sistema fluvial trenzado tipo Donjek (observado en la parte inferior de Columna Pampa Castillo), a un sistema fluvial meandriforme en su parte superior, asociado a vulcanismo efusivo y piroclástico. La Formación Guadal corresponde a un ambiente marino a estuarino con influencias mareales, que evoluciona a un ambiente de plataforma marina, y finalmente, evoluciona nuevamente a un ambiente con influencias mareales, posiblemente estuarino, señalando un evento transgresivo-regresivo. Por último, la Formación Santa Cruz correspondería a un ambiente fluvial meandriforme, asociado a vulcanismo piroclástico.

4. El análisis de proveniencia de los circones sugiere áreas fuentes occidentales para la Formación Ligorio Márquez, oriental y sur para la Formación San José, y sur-occidental y nor-oriental para las formaciones Guadal y Santa Cruz.
5. La estratigrafía varía al oeste y este del área de estudio. Al oeste, en Meseta Guadal, de base a techo afloran las formaciones San José, Guadal y Santa Cruz, mientras que al este, en Meseta Chile Chico, afloran las formaciones Ligorio Márquez, BIMCC, Formación Guadal y BSMCC. Al este de la Falla Jeinemeni, la Formación Guadal subyace a la Formación Santa Cruz.
6. Las unidades del Cenozoico en el área de estudio, presentan contactos concordantes o paraconcordantes entre ellos, lo que sugiere una ausencia general de deformación compresiva durante este rango de tiempo. La única formación que presenta evidencias de un régimen compresivo, con estratos de crecimiento, es la Formación Santa Cruz, la cual se sedimentó durante el alzamiento de la cadena andina.
7. El análisis de facies de la Formación Ligorio Márquez sugiere que existió un cambio en la pendiente y/o aumento en el espacio de acomodación que permitió la evolución de un sistema fluvial trenzado a uno meandriforme. Esto podría indicar que la Formación Ligorio Márquez, se sedimentaría al inicio de la formación de la cuenca donde se extruyen los BIMCC. Estos tienen un origen relacionado a la subducción de la Dorsal Aluk-Farallón (hace 52-40 Ma), asociados a un evento extensional. Al ser la Formación San José, parcialmente contemporánea a los BIMCC (la cual se ha asociado con el fenómeno de subducción de la Dorsal Aluk-Farallón), también estaría relacionada al evento extensional. Esto es también apoyado por lo

observado en el análisis de facies, pues la Formación San José, al igual que la Formación Ligorio Márquez, presenta evidencia de un aumento en el espacio de acomodación y/o disminución en la pendiente, pues muestra un paso de un sistema fluvial trezado a uno meandriforme. Esto indica que hubo una disminución de la pendiente, posiblemente asociada a una subsidencia en la cuenca, que habría ocurrido debido a un evento tectónico extensional. Debido a lo anterior, se habría favorecido la transgresión marina del “Patagoniano” durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, desde el Océano Atlántico con la consecuente sedimentación de la Formación Guadal, además de otros factores como variaciones eustáticas del nivel mar, que pudieron haber operado en conjunto. Posteriormente, los estratos fluviales sinorogénicos de la Formación Santa Cruz y unidades de edad equivalente o menor, fueron sedimentados durante un periodo de deformación compresiva durante el alzamiento de la Cordillera de los Andes, durante el Mioceno inferior-Mioceno medio. Finalmente, los BSMCC y Meseta Lago Buenos Aires y otras unidades volcánicas basálticas más jóvenes, se depositarían debido a fenómenos y procesos asociados al evento de subducción de la Dorsal de Chile (7-2 Ma) bajo un régimen extensional.

8. Durante el Cenozoico, a estas latitudes, se sugiere que existirían dos eventos tectónicos compresivos: el primero, sería pre-Paleoceno superior? y el segundo, Mioceno inferior-Mioceno medio, mientras que los periodos de tectonismo extensionales o neutrales probablemente dominaron la mayor parte del Cenozoico. Sin embargo, existen trabajos que indican tectonismo compresivo durante el Cenozoico (aparte de los mencionados anteriormente) en la región, por lo que la situación debe seguir siendo investigada en trabajos posteriores. El aporte de este trabajo a la discusión del problema, consiste en comprobar que, por lo menos en el área de estudio, existiría un mecanismo que generó subsidencia y acomodación continua o casi continua durante gran parte del Cenozoico, como lo muestran las dataciones radiométricas realizadas en las formaciones estudiadas y el análisis de facies, probablemente asociado a un tectonismo extensional, por lo menos local.

8. REFERENCIAS

- ADRIASOLA, A.; THOMSON, S.; BRIX, M.; HERVÉ, F. y STÖCKHERT, B. 2005. Postmagmatic cooling and Late Cenozoic denudation of the north Patagonian Batholith in the Los Lagos Region of Chile, 41°-42°15'S. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **95**: 504-528.
- ARCHE, A. 2010. Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 1288 pp. Madrid.
- BAKER, P.; REA, W.; SKARMETA, J.; CAMINOS, R. y REX, D. 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitude 46°S. *Philosophical Transactions of the Royal Society*. Vol. **303**: 105-149.
- BECHIS, F.; ENCINAS, A.; CONCHEYRO, A. y RAMOS, V. 2012. New age constraints for the Cenozoic marine ingressions of northwest Patagonia, San Carlos de Bariloche area, Argentina. Congreso Geológico Chileno N°13. Actas **1**, (T5): 703-705, Antofagasta.
- BECHIS, F.; ENCINAS, A.; CONCHEYRO, A.; LITVACK, V.; AGUIRRE-URRETA, B. y RAMOS, V. 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of Northwestern Patagonia, Argentina (41°-43°S): paleogeographic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Science*. Vol. **52**: 72-93.
- BERNABÉ, P. 2014. Edad y Ambiente de Sedimentación de la Formación Riñinahue, Lago Ranco, Región de Los Ríos, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 100 pp., Concepción.
- BIDDLE K.; ULIANA, M.; MITCHUM, R.; FITZGERALD, M. y WRIGHT, R. 1986. The stratigraphy and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. Foreland basins (Allen A. y Homewood, P. editores). International Association of Sedimentologists (Special Publication N°8): 41-61. Londres.

- BILMES, A.; D'ELIA, L.; FRANZESE, J.; VEIGA, G. y HERNÁNDEZ, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: The Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics*. Vol. **601**: 98-111.
- BLISNIUK, P.; STERN, L.; CHAMBERLAIN, C.; IDELMAN, B. y ZEITLER, K. 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **230**: 125-142.
- BOSTELMANN, E. y BULDRINI, K. 2012. Late-Early Miocene fossil mammals of the Pampa Guadal Area, Meseta Cosmelli, Aysén Region, Chilean Patagonia. Abriendo ventanas al pasado, Punta Arenas. Simposio de Paleontología en Chile N° 3, Resúmenes 3 (Leppe, M., Aravena, J.C., Villa-Martínez, R. editores). Instituto Antártico Chileno-Centro de Estudios del Cuaternario y Antártica Punta Arenas: 38-41. Punta Arenas.
- BOSTELMANN, E.; LE ROUX, J.; VÁSQUEZ, A.; GUTIÉRREZ, N.; OYARZÚN, J.; CARREÑO, C.; TORRES, T.; OTERO, R.; LLANOS, A.; FANNING, C. y HERVÉ, F. 2013. Burdigalian deposits of the Santa Cruz Formation in the Sierra Baguales, Austral (Magallanes) Basin: Age, depositional environment and vertebrate fossils. *Andean Geology*. Vol. **40**, (3): 458-489. Santiago.
- BOURGOIS, J.; MARTIN, H.; LAGABRIELLE, Y.; LE MOIGNE, J. y JARA, J. 1996. Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area). *Geology*. Vol. **24**: 723-726.
- BREEN, P.; LICHTIN, S.; SUPER, J.; AUERBACH, D. y BRANDON, M. 2015. Reconstructing Paleocene-Eocene Patagonian paleoclimate: Organic proxy data from the Ligorio Márquez formation. *Geological Society of America*. Vol. **47**: 562. Colorado.
- BUATOIS, L. y ENCINAS, A. 2006. La icnofacies de Glossifungites en el contacto entre las formaciones Navidad (Miembro Rapel) y La Cueva, Plioceno de la Cordillera de la Costa, Chile: su significado estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana*. Vol. **43**: 3-9. Buenos Aires.
- BUATOIS, L. y MÁNGANO, M. 2011. Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time. Editorial Cambridge University: 358 pp. Cambridge.

- BUATOIS L.; MÁNGANO G. y ACEÑOLAZA, F. 2002. Trazas fósiles. Señales de comportamiento en el Registro Estratigráfico. Edición Especial Museo Paleontológico Egidio Feruglio N° 2: 382 pp. Trelew.
- BUSTEROS, A. y LAPIDO, O. 1983. Rocas básicas en la vertiente noroccidental de la Meseta del Lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **38**, (3-4): 427-436. Buenos Aires.
- CAMACHO, H. 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **22**, (4): 253-280. Buenos Aires.
- CANDE, S. y LESLIE, R. 1986. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **91**: 471-496.
- CASADÍO, S.; FELDMANN, R. y FOLAND, K. 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and oxygen isotope temperature of the Centinela Formation, southwestern Argentina: An Eocene age for crustacean-rich "Patagonian" beds. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **13**: 123-132.
- CEMBRANO, J.; HERVÉ, F. y LAVENU, A. 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault zone in southern Chile. *Tectonophysics*. Vol. **259**: 55-66.
- CEMBRANO, J.; SHERMER, E.; LAVENU, A. y SANHUEZA, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*. Vol. **319**: 129-149.
- CEMBRANO, J.; LAVENU, A.; REYNOLDS, P.; ARANCIBIA, G.; LÓPEZ, G. y SANHUEZA, A. 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics*. Vol. **354**: 289-314.
- CHANG, Z.; VERVOORT, J.; MCCLELLAND, W. y KNAACK, C. 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. **7**: 1-14.

- CHARRIER, R.; LINARES, E.; NIEMEYER, H. y SKARMETA, J. 1979a. Edades Potasio-Argón de vulcanitas mesozoicas y cenozoicas del sector chileno de la meseta Buenos Aires, Aysén, Chile y su significado geológico. Congreso Geológico Argentino N°7. Actas **2**: 23-41.
- CHARRIER, R.; LINARES, E.; NIEMEYER, H. y SKARMETA, J. 1979b. K-Ar ages of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction. *Geology*. Vol. **7**: 9-436.
- CHARRIER, R.; BAEZA, O.; ELGUETA, S.; FLYNN, J.; GANS, P.; KAY, S.; MUÑOZ, N.; WYSS, A. y ZURITA, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S): *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**: 117-139.
- CLYDE, W.; WILF, P.; IGLESIAS, A.; SLINGERLAND, R.; BARNUM, T.; BIJL, P.; BRALOWER, T.; BRINKHUIS, H.; CORNER, E.; HUBER, B.; IBÁÑEZ-MEJIA, M.; JICHA, B., KRAUSE, J.; SCHUETH, J.; SINGER, B.; RAIGEMBORN, M.; SCHMITZ, M.; SLUIJS, A. y ZAMALOA, M. 2014. New age constraints for the Salamanca Formation and lower Río Chico Group in the western San Jorge Basin, Patagonia, Argentina: Implications for Cretaceous-Paleogene extinction recovery and land mammal age correlations. *The Geological Society of America*. Vol. **126**, (3-4): 289-306.
- CUITIÑO, J. y SCASSO, R. 2010. Sedimentología y paleoambientes del Patagoniano y su transición a la Formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino, Patagonia Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **66**, (3): 406-417. Buenos Aires.
- CUITIÑO, J.; VENTURA, R. y ALONSO, P. 2015a. Sr-stratigraphy and sedimentary evolution of early Miocene marine foreland deposits in the northern Austral (Magallanes) Basin, Argentina. *Andean Geology*. Vol. **42**, (3): 64-385. Santiago.
- CUITIÑO, J.; PIMENTEL, M.; VENTURA SANTOS, R. y SCASSO, R. 2012. High resolution isotopic ages for the "Patagoniense" transgression in southwest Patagonia: stratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **38**: 110-122.

- CUTIÑO, J.; SCASSO, R.; VENTURA SANTOS, R. y MANCINI, L. 2015b. Sr ages for the Chenque Formation in the Comodoro Rivadavia region (Golfo San Jorge Basin, Argentina): Stratigraphic implications. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*. Vol. **22**, (1): 13-28.
- CUITIÑO, J.; FERNICOLA, J.; KOHN, M.; TRAYLER, R.; NAIPAUER, M.; BARGO, M.; KAY, R. y VIZCAÍNO, S. 2016. U-Pb geochronology of the Santa Cruz Formation (early Miocene) at the Río Bote and Río Santa Cruz (southernmost Patagonia, Argentina): Implications for the correlation of fossil vertebrate localities. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **70**: 198-210.
- DAL MOLÍN, C. y FRANCHI, M. 1996. Reinterpretación estratigráfica de las sedimentitas terciarias del suroeste de Chubut. Congreso Geológico Argentino N°13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos N°3: Actas **13**: 473-478. Buenos Aires.
- DAL MOLIN, C.; MÁRQUEZ, M. y MAISONABE, B. 1998. Hoja Geológica 4572-IV, Alto Río Senguerr, escala 1:250.000, provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino: 55 pp. Buenos Aires.
- DAVIS, D.; WILLIAMS, I. y KROGH, T. 2003. Historical Development of Zircon Geochronology. Zircon N°53 (Hanchar, J.M. y Hoskin, P. editores). Reviews in Mineralogy and Geochemistry: 145-181. Washington D.C.
- DE GIRÓLAMO DEL MAURO, L. 2015. Petrografía, Geoquímica y Ambiente geotectónico de las Lavas Almohadilladas de la Formación Traiguén, entre los 45°20' y 45°50'S, Región de Aysén, Chile. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Concepción. Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 106 pp., Concepción.
- DE IULIIS, G.; BRANDONI, D. y SCILLATO-YANÉ, G. 2008. New remains of *Megathericus patagonicus* Ameghino, 1904 (Xenarthra, Megatheriidae): information on primitive features of megatheriines. *Journal of Vertebrate Paleontology*. Vol. **28**: 181-196.
- DE LA CRUZ, R. y CORTÉS, J. 2011. Geología del área oriental de la Hoja Puerto Cisnes. Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Carta Geológica de Chile, Serie Geología

- Básica 127: 70 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.
- DE LA CRUZ, R. y SUÁREZ, M., 2006. Geología del área Puerto Guadal-Puerto Sánchez, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:100.000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 95. Servicio Nacional de Geología y Minería: 58 pp. Santiago.
- DE LA CRUZ, R. y SUÁREZ, M., 2008. Geología del Área de Chile Chico-Río de Las Nieves, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:100.000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N°112. Servicio Nacional de Geología y Minería: 67 pp. Santiago.
- DE LA CRUZ, R.; WELKNER, D.; SUÁREZ, M. y QUIROZ, D. 2004. Geología del área Oriental de la Hojas Cochrane y Villa O'Higgins, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:250.000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 85. Servicio Nacional de Geología y Minería: 57 pp. Santiago.
- DE LA CRUZ, R.; SUÁREZ, M.; MORATA, D.; ESPINOZA, F. y TRONCOSO, A. 2003. El Cenozoico del Lago General Carrera, Aysén, Chile (46°30'-47°15'S): estratigrafía y tectónica. Congreso Geológico Chileno N°10: s/p (Actas CD-ROM). Concepción.
- DEMANT, A.; HERVÉ, F.; PANKHURST, R. y SUÁREZ, M. 1996. Geochemistry of Early Tertiary back-arc basalts from Aysén, southern Chile (44-46°S.): geodynamic implications. International Symposium on Andean Geology (ISAG) N°3. Actas **1**: 17-19. Saint Malo.
- ECHAURREN, A.; FOLGUERA, A.; GIANNI, G.; ORTS, D.; TASSARA, A.; ENCINAS, A.; GIMENEZ, M. y VALENCIA, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41°-44°S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics*. Vol. **677-678**: 99-114.
- ECOSTEGUY, L.; DAL MOLÍN, C.; FRANCHI, M.; GEUNA, S. y LAPIDO, O. 2003. Hoja Geológica 4772-II, Lago Buenos Aires, Provincia de Santa Cruz. Boletín del Servicio

Geológico Argentino N°339. 1 mapa escala 1:250.000. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina: 72 pp. Buenos Aires.

EINSELE, G. 1992. Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget. Springer-Verlag: 628 pp. Berlin.

ENCINAS, A.; FINGER, K.; BUATOIS, L. y PETERSON, D. 2012. Major forearc subsidence and deepmarine Miocene sedimentation in the present Coastal Cordillera and Longitudinal Depression of south-central Chile (38°30'S-41°45'S). *Geological Society of American Bulletin*. Vol. **124**: 1.262-1.277.

ENCINAS, A.; MOREIRA, R.; NIELSEN, S. y BRAVO, X. 2015a. Estratigrafía, edad y ambiente de sedimentación de los depósitos Neógenos del Golfo de Penas y Península de Taitao sur de Chile (47°S). Congreso Geológico Chileno N°14. Actas **1-4**: 269. Coquimbo.

ENCINAS, A.; FINGER, K.; NIELSEN, S.; LAVENU, A.; BUATOIS, L. y PETERSON, D. 2005. Late Miocene coastal subsidence in central Chile. Tectonic implications. International Symposium on Andean Geodynamics N°6. Actas **1**: 246-249. Barcelona.

ENCINAS, A.; PÉREZ, F.; NIELSEN, S.; FINGER, K.; VALENCIA, V. y DUHART, P. 2014. Geochronologic and paleontologic evidence for a Pacific-Atlantic connection during the late Oligocene-early Miocene in the Patagonian Andes (43-44°S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **55**: 1-18.

ENCINAS, A.; ZAMBRANO, P.; FINGER, K.; VALENCIA, V.; BUATOIS, L. y DUHART, P. 2013. Implications of deep-marine Miocene deposits on the evolution of the North Patagonian Andes. *Journal of Geology*. Vol. **121**: 215-238.

ENCINAS, A.; LE ROUX, J.; BUATOIS, L.; NIELSEN, S.; FINGER, K.; FOURTANIER, E. y LAVENU, A. 2006. Nuevo esquema estratigráfico para los depósitos marinos miopliocenos del área de Navidad (33°00'-34°30'S), Chile central. *Rev. Geológica de Chile*. Vol. **33**, (2): 221-246.

- ENCINAS, A.; FOLGUERA, A.; LITVAK, V.D.; ECHAURREN, A.; GIANNI, G.; FERNÁNDEZ-PAZ, L.; BOBE, R. y VALENCIA, V. 2016a. New age constraints for the Cenozoic deposits of the Patagonian Andes and the Sierra de San Bernardo between 43° and 46°S. Simposio de Tectónica Sudamericana N°1. Actas **1**: 140. Santiago.
- ENCINAS, A.; FOLGUERA, A.; RIFFO, R.; MOLINA, P.; FERNÁNDEZ, L.; LITVAK, V.; COLWYN, D.; VALENCIA, V. y CARRASCO, M. (En prensa). Implications for the tectonic evolution of the Central Patagonian Andes from geochronology, stratigraphy, and geochemistry of Cenozoic sedimentary and volcanic successions in southern Chile. *Tectonophysics*.
- ENCINAS, A.; FOLGUERA, A.; OLIVEROS, V.; DE GIROLAMO DEL MAURO, L.; TAPIA, F.; RIFFO, R.; HERVÉ, F.; FINGER, K.; VALENCIA, V.; GIANNI, G. y ÁLVAREZ, O. 2016b. Late Oligocene-early Miocene submarine volcanism and deep-marine sedimentation in an extensional basin of southern Chile: Implications for the tectonic development of the North Patagonian Andes. *The Geology Society of America Bulletin*. Vol. **128**: 807-823.
- ENCINAS, A.; FOLGUERA, A.; BECHIS, F.; FINGER, K.; ZAMBRANO, P.; PÉREZ, F.; BERNABÉ, P.; TAPIA, F.; RIFFO, R.; BUATOIS, L.; ORTS, D.; NIELSEN, S.; VALENCIA, V.; CUITIÑO, J.; OLIVEROS, V.; DE GIROLAMO DEL MAURO, L. y RAMOS, V. 2018. The late Oligocene-early Miocene marine transgression of Patagonia. The evolution of the Chilean-Argentinean Andes (Folguera, A.; Contreras Reyes, E.; Heredia, N.; Encinas, A.; Oliveros, V.; Dávila, F.; Collo, G.; Giambiagi, L.; Naipauer, M.; Maksymowicz, A. y Alvarez, O. editores.). Springer Earth System Sciences: 419-451. Heidelberg.
- ESPINOZA, F. y MORATA, D. 2003. Petrogenesis de los basaltos Cenozoicos de la Meseta Chile Chico, XI Región de Aysén, Chile. Congreso Geológico Chileno N°10: Actas en digital. Concepción.
- ESPINOZA, F.; MORATA, D.; PELLETER, E.; MAURY, R.; SUÁREZ, M.; LAGABRIELLE, Y.; POLVÉ, M.; BELLON, H.; COTTEN, J.; DE LA CRUZ, R. y GUIVEL, C. 2005.

- Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: Evidence for the participation of two slab windows. *Lithos*. Vol. **82**: 315-343.
- FLINT, S.; PRIOR, D.; AGAR, S. y TURNER, P. 1994. Stratigraphic and structural evolution of the Tertiary Cosmelli Basin and its relationship to the Chile triple junction. *Journal of the Geological Society London*. Vol. **151**: 251-268.
- FLYNN, J. y SWISHER, C. 1995. Cenozoic South America land mammal ages: correlation to global geochronologies. Geochronologies, time scales, and global stratigraphic correlation (Berggren, W.; Kent, D. y Hardenbol, J. editores). Society for Sedimentary Geology, Special Publication N°54: 317-333. Tulsa.
- FLYNN, J.; NOVACEK, M.; DODSON, H.; FRASSINETTI, D.; MCKENNA, M.; NORELL, M., SEARS, K.; SWISHER, C. y WYSS, A. 2002. A new fossil mammal assemblage from the southern Chilean Andes: implications for geology, geochronology, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**: 285-302.
- FOLGUERA, A. y RAMOS, V. 2002a. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37°-46°S). *Revista de la Sociedad Geológica de España*. Vol. **15**, (1-2): 81-93. Madrid.
- FOLGUERA, A. y RAMOS V. 2002b. Los efectos producidos por la aproximación, colisión y subducción de dorsales pacíficas en los Andes Patagónicos. *Acta Geologica Hispana*. Vol. **37**: 329–353
- FOLGUERA, A.; ROJAS-VERA, E.; BOTTESI, G.; ZAMORA-VALCARCE, G. y RAMOS, V. 2010. The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. *Journal of Geodynamics*. Vol. **49**: 287-295
- FOLGUERA, A.; ENCINAS, A.; ECHAUREN, A.; GIANNI, G.; ORTS, D.; VALENCIA, V. y CARRASCO, G. (En prensa). Constraints on the Neogene growth of the Central Patagonian Andes at the latitude of the Chile triple junction (45-47°S) using U/Pb geochronology in synorogenic strata. *Tectonophysics*.

- FORSYTHE, R. y NELSON E. 1985. Geological manifestations of ridge collision: Evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, southern Chile. *Tectonics*. Vol. **4**: 477-495.
- FORSYTHE, R.; NELSON, E.; CARR, M.; KAEDING, M.; HERVÉ, M.; MPODOZIS, C.; SOFFIA, M. y HARAMBOUR, S. 1986. Pliocene near trench magmatism in southern Chile: a possible manifestation of ridge collision. *Geology*. Vol. **14**: 23-27.
- FRASSINETTI, D. y COVACEVICH, V. 1999. Invertebrados fósiles marinos de la Formación Guadal (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) en Pampa Castillo, Región de Aisén, Chile. Subdirección Nacional de Geología, Sernageomín. Boletín N°51: 96 pp. Santiago.
- FREY, W. y SEILACHER, A. 1980. Uniformity in Marine invertebrate iconology. *Lethaia*. Vol. **13**, (3): 183-201.
- FREY, R.; PEMBERTON, S. y FAGERSTROM, J. 1984. Morphological, ethological and environmental significance of the ichnogenera *Scoyenia* and *Ancorichnus*. *Journal of Paleontology*. Vol. **58**: 511-528.
- GEHRELS, G. 2012. Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* (Busby, C. y Azor, A. editores.). Wiley-Blackwell. Vol. **664**: 45-62. West Sussex.
- GENISE, J. y BOWN, T. 1994. New Miocene scarabeid and hymenopterous nests and Early Miocene (Santacrucian) paleoenvironments, Patagonian Argentina. *Ichnos*. Vol. **3**: 107-117.
- GERARD, J. y BROMLEY, R. 2008. Ichnofabric in Clastic Sediments. Application to sedimentological core studies: a practical guide. Jean R.F. Gerard: 97 pp. Madrid.
- GHIGLIONE, M. 2016a. Orogenic Growth of the Fuegian Andes (52-56°) and their relation to tectonics of the Scotia Arc. Growth of the Southern Andes (Folguera, A.; Naipauer, M.; Sagripanti, L.; Ghiglione, M.; Orts, D. y Giambiagi, L. editores.). Springer Earth System Sciences: 241-268. Heidelberg-New York.

- GHIGLIONE, M.; RAMOS, V.; CUITIÑO, J. y BARBERÓN, V. 2016b. Growth of the Southern Patagonian Andes (46-53°S) and their relation to subduction processes. Growth of the Southern Andes (Folguera, A.; Naipauer, M.; Sagripanti, L.; Ghiglione, M.; Orts, D. y Giambiagi, L. editores). Springer Earth System Sciences: 201-240. Heidelberg-New York
- GHIGLIONE, M.; YAGUPSKY, D.; GHIDELLA, M. y RAMOS, V. 2008. Continental stretching preceding the opening of the drake passage: evidence from Tierra del Fuego. *Geology*. Vol. **36**: 643-646.
- GHIGLIONE, M.; QUINTEROS, J.; YAGUPSKY, D.; BONILLO-MARTÍNEZ, P.; HLEBSZEVTICH, J.; RAMOS, V.; VERGANI, G.; FIGUEROA, D.; QUESADA, S. y ZAPATA, T. 2010. Structure and tectonic history of the foreland basins of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **29**: 262-277.
- GIACOSA, R. y FRANCHI, M. 2001. Hojas Geológicas 4772-III y 4772-IV. Lago Belgrano y Lago Posadas. Escala 1:250.000. Provincia de Santa Cruz. SEGEMAR. Boletín N° 256: 68 pp. Buenos Aires
- GIANNI, G.; NAVARRETE, C.; ORTS, D.; TOBAL, J.; FOLGUERA, A. y GIMÉNEZ, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics*. Vol. **649**: 81-99.
- GINGRAS, M.; PEMBERTON, S. y SAUNDERS, T. 2001. Bathymetry, sediment texture, and substrate cohesiveness, their impact on modern *Glossifungites* trace assemblages at Willapa Bay, Washington. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* Vol. **169**: 1-21.
- GLODNY, J.; GRÄFE, K.; ECHTLER, H. y ROSENAU, M. 2008. Mesozoic to Quaternary continental margin dynamics in south-central Chile (36-42°S): The apatite and zircon fission track perspective. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **97**: 1.271-1.291.
- GOMBOSI, D.; BARBEAU, D. y GARVER, J. 2009. New thermochronometric constraints on the rapid Paleogene exhumation of the Cordillera Darwin complex and related thrust sheets in the Fuegian Andes. *Terra Nova*. Vol. **21**: 507-515.

- GORRING, M.; KAY, S.; ZEITLER, P.; RAMOS, V.; RUBIOLO, D.; FERNÁNDEZ, M. y PANZA, J. 1997. Neogene Patagonian Plateau Lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*. Vol. **16**, (1): 1-17.
- GUIVEL, C.; LAGABRIELLE, Y.; BOURGOIS, J.; MAURY, R.; MARTIN, H. y FOURCADE, S. 1999. New geochemical constraints for the origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites at the Chile Triple Junction (Taitao Peninsula and Site 862, LEG ODP 141). *Tectonophysics* Vol. **311**: 83-111.
- GUIVEL, C.; LAGABRIELLE, Y.; BOURGOIS, J.; MAURY, R.; MARTIN, H.; ARNAUD, N. y COTTEN, J. 1996. Magmatic response to active spreading ridge subduction: multiple magma sources in the Taitao Peninsula Region (46-47°S Chile Triple Junction). International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG) N°96. Vol. **3**: 17-19. Saint Malo.
- GUIVEL, C.; MORATA, D.; PELLETER, E., ESPINOZA, F., MAURY, R., LAGABRIELLE, Y., POLVÉ, M., BELLON, H., COITEN, J., BENOIT, M., SUÁREZ, M. y DE LA CRUZ, R. 2006. Miocene to Recent Patagonian basalts (46-47°S): geochronometric and geochemical evidence for slab tearing during ridge collision. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol.: **149**, (3-4): 346-370.
- GUTIÉRREZ, N.; HINOJOSA, L.; LE ROUX, J. y PEDROZA, V. 2013. Evidence for an early-middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. *Andean Geology*. Vol. **40**: 66-78. Santiago.
- HALLER, M. y LAPIDO, O. 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Asociación Geológica Argentina*. Vol. **35**, (2): 230-247.
- HATCHER, J. 1897. On the Geology of Southern Patagonia. *American Journal of Sciences*. Vol. **4**, (23): 327-354.
- HATCHER, J. 1900. Sedimentary rocks of Southern Patagonia. *American Journal Science*. Vol. **9**, (4): 85-108. New Haven.

- HEIM, A. 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera (preliminary report). *Eclogae Geologicae Helvetiae*. Vol. **33**: 25-51.
- HERVÉ, F. 1994. The southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. Tectonics of the southern central Andes (Reutter, K.; Scheuber, E. y Wigger, P. editores). Springer-Verlag: 243-248. Berlín.
- HERVÉ, F. y FANNING, C. 2001. Late Triassic detrital zircons in meta-turbidites of the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **28**, (1): 91-104. Santiago.
- HERVÉ, F.; FANNING, C. y PANKHURST, R. 2003. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **16**, (1): 33-46.
- HERVÉ, F.; GREENE, F. y PANKHURST, R. 1994a. Metamorphosed fragments of oceanic crust in the Upper Paleozoic Chonos accretionary complex, Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **7**, (3-4): 263-270.
- HERVÉ, F.; AGUIRRE, L.; SEPÚLVEDA, V. y MORATA, D. 1999. Contrasting geochemistry of pillow basalts in metamorphic complexes from Aysén, S. Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **12**: 379-388.
- HERVÉ, F.; MPODOZIS, C.; DAVIDSON, J. y GODOY, E. 1981. Observaciones estructurales y petrográficas en el basamento metamórfico del Archipiélago de los Chonos, entre el Canal King y el Canal Ninualac, Aysén. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **13**: 3-16. Santiago.
- HERVÉ, F.; MUNIZAGA, F. y CEMBRANO, J. 1996a. El enjambre de diques máficos cenozoico del margen continental de Aysén, sur de Chile. XIII Congreso Geológico Argentino N°13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos N°3. Actas **3**: 413-420. Buenos Aires.
- HERVÉ, F.; PANKHURST, R.; DEMANT, A. y RAMÍREZ, E. 1996b. Age and Al-in-hornblende geobarometry in the North Patagonian Batholit, Aysén, Chile. International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG) N°3. Vol. **17-19**: 579-581. Saint Malo.

- HERVÉ, F.; PANKHURST, R.; DRAKE, R. y BECK, M. E. 1995. Pillow metabasalts in a mid-Tertiary extensional basin adjacent to the Liquiñe-Ofqui fault zone: The Isla Magdalena area, Aysén, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **8**, (1): 33-46.
- HERVÉ, F.; PANKHURST, R.; SUÁREZ, M. y DE LA CRUZ, R. 1993. Basic magmatism in a mid-Tertiary transtensional basin, Isla Magdalena, Aysen, Chile. *International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG) N°2*. Actas **1**: 367-369. Oxford.
- HERVÉ, F.; SUÁREZ, M.; DE LA CRUZ, R. y BELMAR, M. 1994b. Los depósitos volcanosedimentarios de la cuenca extensional intracontinental Cenozoica de Isla Magdalena, Aysén, Chile. *Congreso Geológico Chileno N°7*. Vol. **3**: 825-829. Concepción.
- HERVÉ, F.; FAUNDEZ, V.; CALDERÓN, M.; MASSONE, H. y WILLNER, A. 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. *The Geology of Chile* (Moreno, T. y Gibbons, W. editores). The Geological Society: 5-19. Londres.
- HERVÉ, F.; AGUIRRE, L.; GODOY, E.; MASSONE, H.; MORATA, D.; PANKHURST, R.; RAMÍREZ, E.; SEPÚLVEDA, V. y WILLNER, A. 1998. Nuevos antecedentes de la edad y las condiciones P-T de los complejos metamórficos de Aysén, Chile. *Congreso Latinoamericano de Geología N°10 y Congreso Nacional de Geología Económica N°6*. Actas **2**: 133-137.
- HOSKIN, P. y SCHALTEGGER, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon* (Hanchar, J. y Hoskin, P. editores). Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. **53**: 27-62.
- IANNIZZOTTO, N.; FOLGUERA, A.; LEAL, P. y IAFFA, D. 2004. Control tectónico de las secuencias volcanoclásticas neocomianas y paleogeografía en la zona del Lago La Plata (45°S). Sector interno de la faja plegada y corrida de los lagos La Plata y Fontana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **59**, (4): 655-670. Buenos Aires.
- JARA, J. y BRAVO, M. 2012. Formación Ligorio Márquez, XI región, Chile: nuevos antecedentes sobre el ambiente de depositación. *Congreso Geológico Chileno N°13*. Actas **1**: 652-654. Antofagasta.

- JORDAN, T.; ISACKS, B.; ALLMENDINGER, R.; BREWER, J.; RAMOS, V. y ANDO, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America*. Vol. 94: 341-361.
- JORDAN, T.; MATTHEW, W.; VEIGA, R.; PÁNGARO, F.; COPELAND, P.; KELLEY, S., y MPODOZIS, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: a mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*. Vol. 20: 308-324.
- KAEDING, M. y FORSYTHE, R., Nelson, E., 1990. Geochemistry of the Taitao ophiolite and near-trench intrusions from the Chile Margin Triple Junction. *Journal of South American Earth Science*. Vol. 3: 161-177.
- KAY, S.; RAMOS, V. y GORRING, M. 2002. Geochemistry of Eocene plateau basalts related to ridge collision in southern Patagonia. Congreso Geológico Argentino N°15. Actas **3**: 60-65. El Calafate.
- KAY, S.; ARDOLINO, A.; GORRING, M. y RAMOS, V. 2007. The somuncura large igneous province in Patagonia: Interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab. *Journal of Petrology*. Vol. **48**: 43-77.
- KAY, S.; RAMOS, V.; MPODOZIS, C. y SRUOGA, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the middle Proterozoic in North America? *Geology*. Vol.: **17**: 324-328.
- KRAPOVICKAS, V. 2012. Ichnology of distal overbank deposits of the Santa Cruz Formation (late Early Miocene): Paleohydrologic and paleoclimatic significance. Early Miocene Paleobiology in Patagonia: High-Latitude Paleocommunities of the Santa Cruz Formation (Vizcaíno, S.; Kay, R. y Bargo, M. editores). Cambridge University Press: 91-103. Cambridge.
- KRAUSE, J.; CLYDE, W.; IBÁÑEZ-MEJÍA, M.; SCHMITZ, M.; BARNUM, T.; BELLOSI, E. y WILF, P. 2017. New age constraints for early Paleogene strata of central Patagonia,

- Argentina: Implications for the timing of South American Land Mammal Ages. *Geological Society of America*. Vol. **129**, (7-8): 886-903.
- KUIPER, K.; DEINO, A.; HILGEN, F.; KRIJGSMAN, W.; RENNE, P. y WIJBRANS, J. 2008. Synchronizing rock clocks of Earth history. *Science*. Vol. **320**: 500-504.
- LAGABRIELLE, Y.; SCALABRINO, B.; SUÁREZ, M. y RITZ, J. 2010. Mio-Pliocene glaciations of Central Patagonia: New evidence and tectonic implications. *Andean Geology*. Vol. **37**: 276-299. Santiago.
- LAGABRIELLE, Y.; GUIVEL, C.; MAURY, R.; BOURGOIS, J.; FOURCADE, S. y MARTIN, H. 2000. Magmatic-tectonic effects of high thermal regime at the site of active ridge subduction: The Chile triple junction model. *Tectonophysics*. Vol. **326**: 255-268.
- LAGABRIELLE, Y.; SUÁREZ, M.; ROSSELLO, E.; HÉRAIL, G.; MARTINOD, J.; RÉGNIER, M. y DE LA CRUZ, R. 2004. Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics*. Vol. **385**: 211-241.
- LAGABRIELLE, Y.; SUÁREZ, M.; MALAVIEILLE, J.; MORATA, D.; ESPINOZA, F.; MAURY, R.; SCALABRINO, R.; BARBERO, L.; DE LA CRUZ, R.; ROSELLO, E. y BELLON, H. 2007. Pliocene extensional tectonics in the Eastern Central Patagonian Cordillera: geochronological constraints and new field evidence. *Terra Nova*. Vol. **19**: 413-424.
- LAMB, S. y DAVIS, P. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*. Vol. **425**: 792-797.
- LE ROUX, J.; GÓMEZ, C.; VENEGAS, C.; FENNER, J.; MIDDLETON, H.; MARCHANT, M.; BUCHBINDER, B.; FRASSINETTI, D.; MARQUARDT, C.; GREGORY-WODZICKI, K.M. y LAVENU, A. 2005. Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north-central Chile: Record of sea level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **19**: 83-98.

- LEE, J.; MARTI, K.; SEVERINGHAUS, J.; KAWAMURA, K.; YOO, H.; LEE, J. y KIM, J. 2006. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica et Cosmochimica. Acta.* Vol. **70**: 4507-4512.
- LITVAK, V.; ENCINAS, A.; OLIVEROS, V.; BECHIS, F.; FOLGUERA, A. y RAMOS, V. 2014. El volcanismo Mioceno inferior vinculado a las ingresiones marinas en los Andes Norpatagónicos. Congreso Geológico Argentino N°19. Vol. **22-35**: 22-25. Córdoba.
- LIZUAÍN, A.; RAGONA, D.; FOLGUERA, A., 1995. Mapa Geológico de la Provincia del Chubut, República Argentina. Escala 1:750000. Secretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico: 1 pp. Buenos Aires.
- LUDWIG, K. 2003. Users Manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Especial Publication N°4: 71. Berkeley.
- MAC EACHERN, J. y PEMBERTON, S. 1992a. Stratigraphic applications of the Glossifungites Ichnofacies: Delineating discontinuities in the rock record. Applications of ichnology to petroleum exploration-A core workshop (Pemberton, S. editor). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop. Vol. 17: 169-198. Alberta.
- MAC EACHERN, J. y PEMBERTON, S. 1992b. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. Applications of ichnology to petroleum exploration-A core workshop (Pemberton, S., editor). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop Vol. 17: 57-84. Alberta.
- MALUMIÁN, N.; ARDOLINO, A.; FRANCHI, M.; REMESAL, M. y SALANI, F. 1999. La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia Extraandina. Geología Argentina (Caminos, R. editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales **29**, (18): 557-612. Buenos Aires, Argentina.
- MARENSSI, S.; CASADÍO, S. y SANTILLANA, S. 2003. Estratigrafía y sedimentología de las unidades del Cretácico Superior-Paleógeno aflorantes en el margen sureste del lago

- Viedma, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **58**, (3): 403-416. Buenos Aires.
- MARENSSI, S.; LIMARINO, C.; TRIPALDI, A. y NET, L. 2005. Fluvial systems variations in the Río Leona Formation: Tectonic and eustatic controls on the Oligocene evolution of the Austral (Magallanes) Basin, southernmost Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **19**: 359-372.
- MARTINOD, J.; HUSSON, L.; ROPERCH, P.; GUILLAUME, B. y ESPURT, N. 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **299**: 299-309.
- MELNICK, D. y ECHTLER, H. 2006. Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill. *Geology*. Vol. **34**, (9): 709-712.
- MIALL, A. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews*. Vol. **13**: 1-62.
- MIALL, A. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *Fluvial Sedimentology* (Miall, A. editor). Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 597-604. Calgary.
- MIALL, A. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*. Vol. **22**: 261-308.
- MIALL, A. 1988. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. *Sedimentary Geology*. Vol. **55**: 233-262.
- MIALL, A. 1994. Reconstructing fluvial macroform architecture from 2-dimensional: examples from the Castlegate sandstone, Book Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. **64**, (2B): 146-158.

- MIALL, A. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag: 582 pp. Berlin.
- MIDDLETON, G. y HAMPTON, M. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. *Turbidites and Deep-Water Sedimentation* (Middleton, G. y Bouma, A. editores). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists: 1-38. Los Ángeles.
- MORATA, D.; DE LA CRUZ, R. y SUÁREZ, M. 2005. The Bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol.: **18**: 147-162.
- MPODOZIS C. y CORNEJO, P. 2012. Cenozoic tectonics and porphyry copper systems of the Chilean Andes. *Economic Geology* (Special Publication). Vol. **16**: 329-360.
- MPODOZIS, C. y RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources* (Ericksen, G.; Cañas, M. y Reinemund, J. editores). Earth Science Series N°11: 59-88. Texas.
- MPODOZIS, C.; HERVÉ, M.; NASI, C.; SOFFÍA, J.; FORSYTHE, R. y NELSON, E. 1985a. El magmatismo Plioceno de la Península Tres Montes y su relación con la evolución del Punto Triple de Chile austral. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **25-26**: 13-28. Santiago.
- MPODOZIS, C.; NASI, C.; MOSCOSO, R.; CORNEJO, P.; MAKSAEV, V. y PARADA, M. 1985b. El Cinturón Magmático del Paleozoico superior-Triásico de la Cordillera Frontal chilena entre los 28 y 31°S: 'estratigrafía' ígnea y marco tectónico. *Universidad de Chile, Comunicaciones* 35: 161-165. Santiago.
- MUÑOZ, J.; TRONCOSO, R.; DUHART, P.; CRIGNOLA, P.; FARMER, L. y STERN, C. 2000. The relationship of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **27**, (2): 177-203. Santiago.

- NAVARRETE, C.; GIANNI, G. y FOLGUERA, A. 2015. Tectonic inversion events in the western San Jorge Gulf Basin from seismic, borehole and field data. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **64**: 486-497.
- NELSON, E.; FORSYTHE, R. y ARIT, I. 1994. Ridge collision tectonics in terrane development. *Journal of Southamerican Earth Science*. Vol. **7**: 271-278.
- NELSON, E.; FORSYTHE, R.; DIEMER, J.; ALLEN, M. y URBINA, O. 1993. Taitao Ophiolite: a ridge collision ophiolite in the forearc of southern Chile (46°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **20**, (2): 137-165. Santiago.
- NIEMEYER, H., 1975. Geología de la Región Comprendida entre el Lago General Carrera y el Río Chacabuco, Provincia de Aysén, Chile. Memoria de Título de Geólogo. Universidad de Chile. Departamento de Geología (inédito): 330 pp., Santiago.
- NIEMEYER, H.; SKÁRMETA, J.; FUENZALIDA, R. y ESPINOSA, W. 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aysén. Carta Geológica de Chile, N°60-61. SERNAGEOMIN: 80 pp. Santiago.
- OLIVERA, A.; ZINSMEISTER, W. y PARMA, S. 1994. Peonza: new gastropod genus from the middle Tertiary of Patagonia and Chile. *Journal of Paleontology*. Vol. **68**, (2): 279-286.
- ORTS, D.; FOLGUERA, A.; ENCINAS, A.; RAMOS, M.; TOBAL, J. y RAMOS, V. 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'-43°S). *Tectonics*. Vol. **31**: 1-24.
- PANKHURST, R.; HERVÉ, F.; ROJAS, L. y CEMBRANO, J. 1992. Magmatism and tectonics in Continental Chiloé, Chile (42°-42°30' S). *Tectonophysics*. Vol. **205**: 283-294.
- PANKHURST, R.; RILEY, T.; FANNING, C. y KELLEY, S. 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*. Vol. **41**, (5): 605-625.

- PANKHURST, R.; WEAVER, S.; HERVÉ, F. y LARRONDO, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, Southern Chile. *Journal of the Geological Society of London*. Vol. **156**: 673-694.
- PARDO-CASAS, F. y MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*. Vol. **6**, (3): 233-248.
- PAREDES, J.; COLOMBO, F.; FOIX, N.; ALLARD, J.; NILLNI, A. y ALLO, M. 2008. Basaltic Explosive Volcanism in a tuff-dominated intraplate setting, sarmiento formation (Middle Eocene-lower Miocene), Patagonia Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*. Vol. **15**, (2): 77-92.
- PAREDES, J.; FOIX, N.; GUERSTEIN, R.; GULER, M.; IRIGOYEN, M.; MOSCOSO, P. y GIORDANO, S. 2015. A late eocene-early Oligocene transgressive event in the Golfo San Jorge basin: Palynological results and stratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **63**: 293-309.
- PARRAS, A.; DIX, G. y GRIFFIN, M. 2012. Sr-isotope chronostratigraphy of Paleogene/Neogene marine deposits: Austral Basin, southern Patagonia (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **37**: 122-135.
- PARRAS, A.; GRIFFIN, M.; FELDMANN, R.; CASADÍO, S.; SCHWEITZER, C. y MARENSSI, S. 2008. Correlation of marine beds based on Sr-and Ar-date determinations and faunal affinities across the Paleogene/Neogene boundary in southern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **26**: 204-216.
- PEMBERTON, S.; MAC EACHERN, J. y FREY, R. 1992b. Trace fossils facies models: Environmental and allostratigraphic significance. Facies models and sea level changes (Walker, R.; James, N. editores). Geological Association of Canada: 47-72. Ottawa.
- PEMBERTON, S.; FREY, R.; RANGER, M. y MAC EACHERN, J. 1992a. The conceptual framework of ichnology. Applications of ichnology to petroleum exploration-A core workshop (Pemberton, S., editor). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 17: 1-32. Tulsa.

- PEMBERTON, S.; SPILA, M.; PULHAM, A.; SAUNDERS, T.; MACEACHERNS, J.; ROBBINS, D. y SINCLAIR, I. 2001. Ichnology and Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems: Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin: Geological Association of Canada, Short Course Notes, Vol. 15: 343 pp. Saint John's, Newfoundland and Labrador.
- POSAMENTIER H. y WALKER R. 2006. Facies Models Revisited. SEPM Special Publication N° 84. Society for Sedimentary Geology: 409 pp. Tulsa.
- QUIROZ, D. y BRUCE, Z. 2010. Geología del área Puerto Ingeniero Ibáñez-Villa Cerro Castillo, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:100.000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, Vol. 124. Servicio Nacional de Geología y Minería: 48 pp. Santiago.
- RAIGEMBORN, M.; MATHEOS, S.; KRAPOVICKAS, V.; VIZCAÍNO, S.; BARGO, M.; KAY, R.; FERNICOLA, J. y ZAPATA, L., 2015. Paleoenvironmental reconstruction of the coastal Monte Leon and Santa Cruz formations (early Miocene) at Rincón del Buque, southern Patagonia: a revisited locality. *Journal of South American Earth Science*. Vol. **60**: 31-55.
- RAMOS, V. 1976. Estratigrafía de los Lagos La Plata y Fontana, Provincia del Chubut, República Argentina. Congreso Geológico Chileno N°1. Actas **1**: 43-64. Santiago.
- RAMOS, V. 1982. Geología de la región del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **37**: 23-49. Buenos Aires.
- RAMOS, V. 1989. Andean foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina. *AAPG Bulletin*. Vol. **73**, (7): 887-903.
- RAMOS, V. 2005. Seismic ridge subduction and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes. *Tectonophysics*. Vol. **399**, (1-4): 73-86.
- RAMOS, V. y GHIGLIONE, M. 2008. Tectonic evolution of the Patagonian Andes. *Developments in Quaternary Sciences*. Vol. **11**: 57-71.

- RAMOS, V. y KAY, S. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*. Vol. **205**: 261-282.
- RAMOS, M.; ORTS, D.; CALATAYUD, F.; PAZOS, P.; FOLGUERA, A. y RAMOS, V. 2011. Estructura, Estratigrafía y Evolución Tectónica de la Cuenca de Ñirihuau en las Nacientes del Río Cushamen, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **68**, (2): 210-224. Buenos Aires.
- RAPALLINI, A.; HERVÉ, F.; RAMOS, V. y SINGER, S. 2001. Evidences for a very large counterclockwise rotation of the Madre de Dios Archipiélago, southern Chile. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **184**: 471-487.
- RAPELA, C.; SPALLETTI, L.; MERODIO, J. y ARAGÓN, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **1**: 75-88.
- RAY, F. 1996. Stratigraphical and structural evolution of Tertiary backarc basins in Southern Chile. University of Liverpool. Department of Earth, Ocean and Ecological Sciences (inédito): 208 pp. Liverpool.
- RÉ, G.; BELLOSI, E.; HEIZLER, M.; VILAS, J.; MADDEN, R.; CARLINI, A.; KAY, R. y VUCETICH, M. 2010. A geochronology for the Sarmiento Formation at Gran Barranca. The Paleontology of Gran Barranca: Evolution and Environmental Change through the Middle Cenozoic of Patagonia (Madden, R.; Carlini, A.; Vucetich, M. y Kay, R. editores). Cambridge University Press: 46-60. Cambridge.
- RIFFO, R. 2015. Ambiente de sedimentación, paleobatimetría y edad de la Formación Traiguén en su localidad tipo (45°25'S y 45°50'S), Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 88 pp., Concepción.
- RIVAS, H.; BOSTELMANN, E.; LE ROUX, J. y UGALDE, R. 2015. Fluvial facies and architecture of the late middle Miocene, Mayoan, deposits of Chilean Patagonia. Congreso Geológico Chileno N°14. Actas **1**: 812-815. Coquimbo.

- RUBATTO, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*. Vol. **184**: 123-138.
- RUSSO, R. y SILVER, P. 1996. Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle: *Geology*. Vol. **24**: 511-514.
- SCALABRINO, B.; LAGABRIELLE, Y.; MALAVIEILLE, J.; DOMINGUEZ, S.; MELNICK, D.; ESPINOZA, F. y ROSSELLO, E. 2010. A morphotectonic analysis of central Patagonian Cordillera: Negative inversion of the Andean belt over a buried spreading center? *Tectonics*. Vol. **29**, (2): TC2010.
- SCHMITZ, M. y BOWRING, S.A. 2001. U-Pb zircon and titanite systematics of the Fish Canyon Tuff: an assessment of high-precision U-Pb geochronology and its application to young volcanic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **65**: 2571-2587.
- SEPÚLVEDA, V. y HERVÉ, F. 2000. Geología de la Hoja Villa O'Higgins, Región de Aysén, Chile. Implicancias cronológicas, metamórficas y tectónicas de las rocas paleozoicas. Congreso Geológico Chileno N°9. Vol. **2**: 760-763. Puerto Varas.
- SERNAGEOMIN (Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile). 2003. Mapa geológico de Chile, versión digital. Base geológica escala 1:1.000.000. Publicación Geológica Digital N°4: CD-ROM (versión 1.0). Santiago.
- SILVA, C. 2003. Ambiente geotectónico de erupción y metamorfismo de metabasaltos almohadillados de los Andes Norpatagónicos (42°-46°S), Chile. Tesis de Magister. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 148 pp., Santiago.
- SILVA, C.; HERRERA, C. y HERVÉ, F. 2003. Petrogénesis de lavas y diques básicos de la Formación Traiguén, Región de Aysén (43°30'-46°S), Chile. Congreso Geológico Chileno, Concepción N°10. Actas en CD-rom: 11.
- SILVER, P.; RUSSO, R. y LITHGOW-BERTELLONI, C. 1998. Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. *Science*. Vol. **279**: 60-63.

- SLÁMA, J.; KOSLER, D.; CONDON, J.; CROWLEY, A.; GERDES, J.; HANCHAR, M.; HORSTWOOD, G.; MORRIS, L.; NASDALA, N.; NORBERG, U.; SCHALTEGGER, B. y SOMOZA, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) South America relative motions during the last 40 My: implications for mountains building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **11**, (3): 211-215.
- SLÁMA, J.; KOSLER, J.; CONDON, D.; CROWLEY, J.; GERDES, A.; HANCHAR, J.; HORSTWOOD, M.; MORRIS, G.; NASDALA, L.; NORBERG, N.; SCHALTEGGER, U.; SCHOENE, B.; TUBRETT, M. y WHITEHOUSE, M. 2008. Plesovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*. Vol. **249**: 1-35.
- SOMOZA, R. y GHIDELLA, M. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **60**: 797-809. Buenos Aires.
- SOMOZA, R. y GHIDELLA, M. 2012. Late Cretaceous to recent plate motion in western South America revisited. *Earth and Planetary Science*. Vol. **331-332**: 152-163.
- SUÁREZ, M. y DE LA CRUZ, R. 2000. Tectonics in the eastern central Patagonian Cordillera (45°30'-47°30'S). *Journal of the Geological Society*, Vol. **157**: 995-1001. London.
- SUÁREZ, M.; DE LA CRUZ, R. y BELL, C. 1996. Estratigrafía de la región de Coyhaique (latitud 45°-46°S), Cordillera Patagónica, Chile. Congreso Geológico Argentino N°13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos N°3, Actas **1**: 575-590. Buenos Aires.
- SUÁREZ, M.; DE LA CRUZ, R. y TRONCOSO, A. 2000. Tropical/subtropical upper Paleocene-lower Eocene fluvial deposits in eastern central Patagonia, Chile (46°45'S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **13**: 527-536.
- SUÁREZ, M.; DE LA CRUZ, R.; ETCHART, H.; MÁRQUEZ, M. y FANNING, M. 2015. Síntesis de la Cronología Magmática Meso-Cenozoica de Patagonia Central, Aysén, Chile: edades U-Pb SHRIMP. Congreso Geológico Chileno N°14. Vol. **1**: 789-792. Coquimbo.

- TAPIA, F. 2015. Edad y Condiciones de Depósito de las Rocas Volcánicas de la Formación Traiguén (45°25'-45°50'S) Aysén, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Geología (Inédito): 85 pp., Concepción.
- THOMSON, S. 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: an appraisal based on fission track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **114**, (9): 1159-1173.
- THOMSON, S.; HERVÉ, F. y FANNING, C. 2000. Combinig Fission-Track and U-Pb Shrimp zircon ages establish stratigraphic and metamorphic ages in basement sedimentary rocks in southern Chile. Congreso Geológico Chileno N°9. Vol. **2**: 769-773. Puerto Varas.
- THOMSON, S.; HERVÉ, F. y STÖCKHERT, B. 2001. The Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*. Vol. **20**: 693-711.
- TON-THAT, T.; SINGER, B.; SINGER, M. y RABASSA, J. 1999. Dataciones de lavas basálticas por 40Ar/39Ar y geología glacial de la región del lago Buenos Aires, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **54**, (4): 333-352. Buenos Aires.
- TRONCOSO, A.; SUÁREZ, M.; DE LA CRUZ, R. y PALMA-HELDT, S. 2002. Paleoflora de la Formacion Ligorio Márquez (XI Región, Chile) en su localidad tipo: Paleobotánica, edad e implicancias paleoclimáticas. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **29**, (1): 113-135. Santiago.
- UGARTE, F. 1956. El Grupo de Río Zeballos en el flanco occidental de la Meseta Buenos Aires (Provincia de Santa Cruz). *Revista Asociación Geológica Argentina*. Vol. **11**, (3): 202-216.
- UYEDA S. y KANAMORI, H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **84**: 1049-61.

- WIEDENBECK, M.; ALLÉ, P.; CORFU, F.; GRIFFIN, W.; MEIER, M.; OBERLI, F.; VON QUADT, A.; RODDICK, J. y SPIEGEL, W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*. Vol. **19**: 1-23.
- WILLIAMS, I. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralization Processes (McKibben, M.; Shanks, W. y Ridley, W. editores.). *Reviews in Economic Geology*. Vol. **7**: 1-35.
- YABE, A.; UEMURA, K. y NISHIDA, H. 2006. Geological notes on plant fossil localities of the Ligorio Márquez Formation, Central Patagonia, Chile. Post-Cretaceous Floristic Changes in Southern Patagonia, Chile (Nishida, H. editor). Chuo University: 29-35. Tokyo.
- YÁÑEZ, G. y CEMBRANO, J. 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **109**: B2.
- ZAMBRANO, P. 2011. Ambiente de sedimentación, paleobatimetría y edad de la Formación Ayacara, Chiloé Continental (42°S), Chile. Implicancias tectónicas. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 128 pp., Concepción.
- ZAPATA, L.; KRAPOVICKAS, V.; RAIGEMBORN, M. y MATHEOS, S. 2016. Bee cell trace fossils associations on paleosols from the Santa Cruz Formation: Palaeoenvironmental and palaeobiological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **459**: 153-169.



ANEXO 1: COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

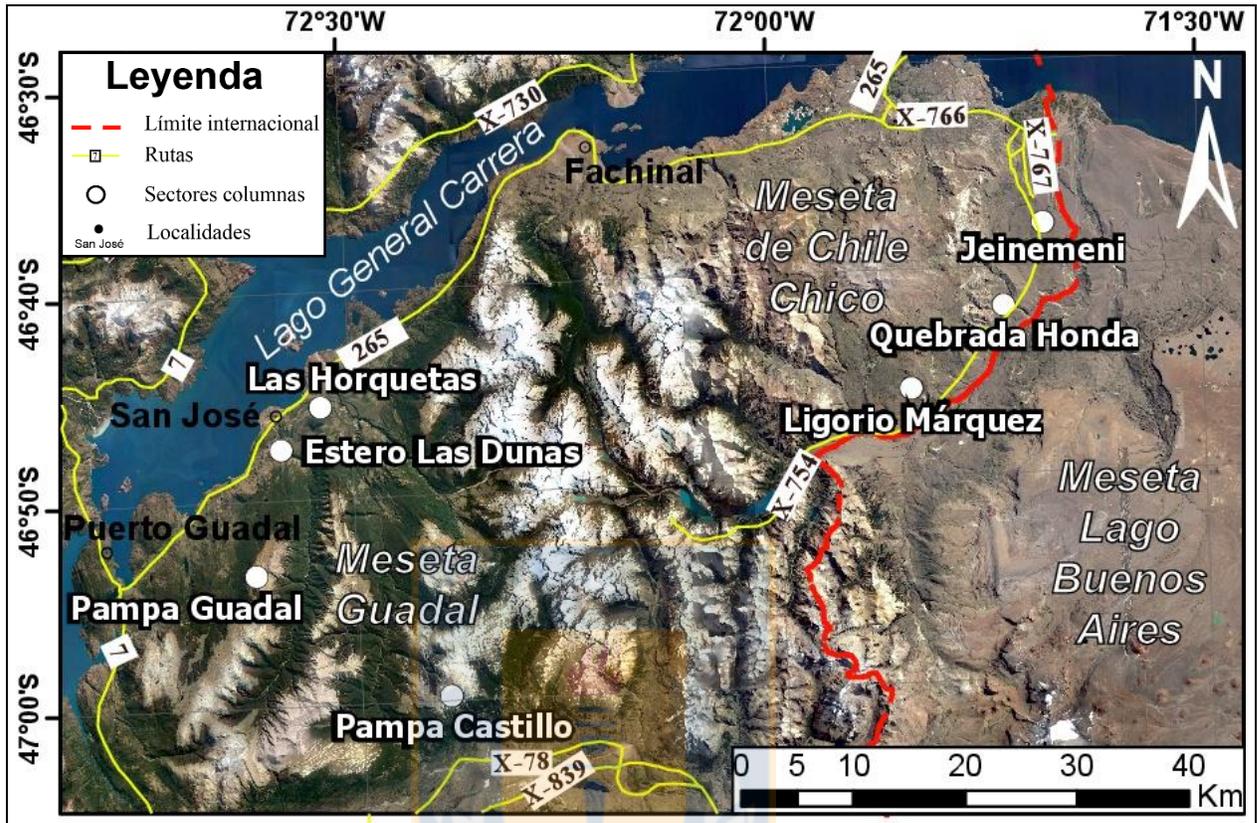


Figura A1.1 Ubicación Sectores donde se realizan las columnas estratigráficas.

Las descripciones de los tramos de las columnas se realizan siguiendo la estructura de la Figura A1.2.

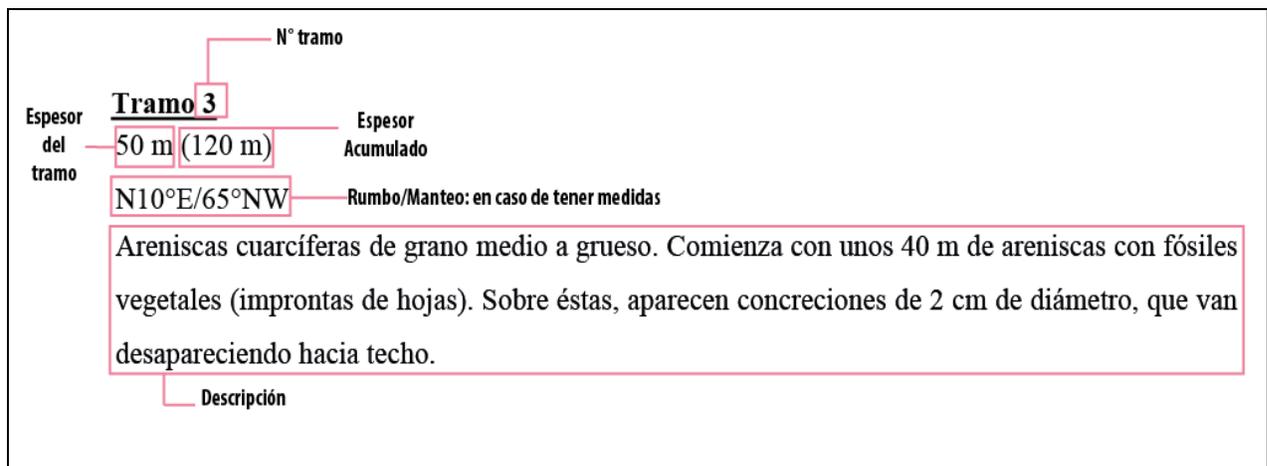


Figura A1.2 Estructura de los tramos de las columnas descritas en esta memoria.

Aflora aquí la Formación Guadal. El color en todo el afloramiento es predominantemente amarillo grisáceo a pardo. En la Figura A1.4 se observa la ilustración de esta columna.

Coordenadas Inicio: 46°37'58.02"S / 71°40'57.15"W

Base: nivel del Río Jeinemeni.

FORMACIÓN GUADAL

Tramo 1

3 m

Lutitas rojizas con trazas fósiles de *Palaeophycus heberti* (Buatois, L., comunicación escrita, 2017) y probablemente *Taenidium* isp.

Tramo 2

1 m (4 m)

Areniscas de grano muy fino a fino masivas, con concreciones de tamaño centimétrico (5 cm aprox.) y con fósiles de bivalvos. También destaca un notorio nivel de ostras de 5 cm en la parte alta de este tramo.

Tramo 3

4 m (8 m)

Lutitas fosilíferas con fósiles de bivalvos y gastrópodos. Hay trazas fósiles de *Planolites* isp.

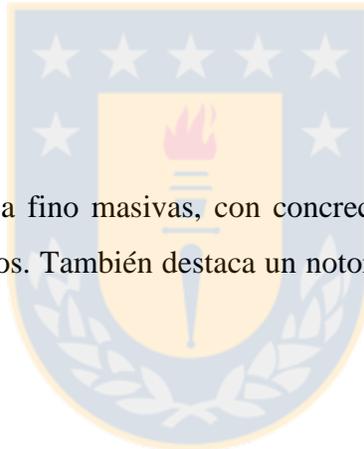
Tramo 4

1 m (9 m)

Areniscas de grano fino de color pardo masivas.

Metros totales: 9 m

Techo: Superficie de erosión actual.



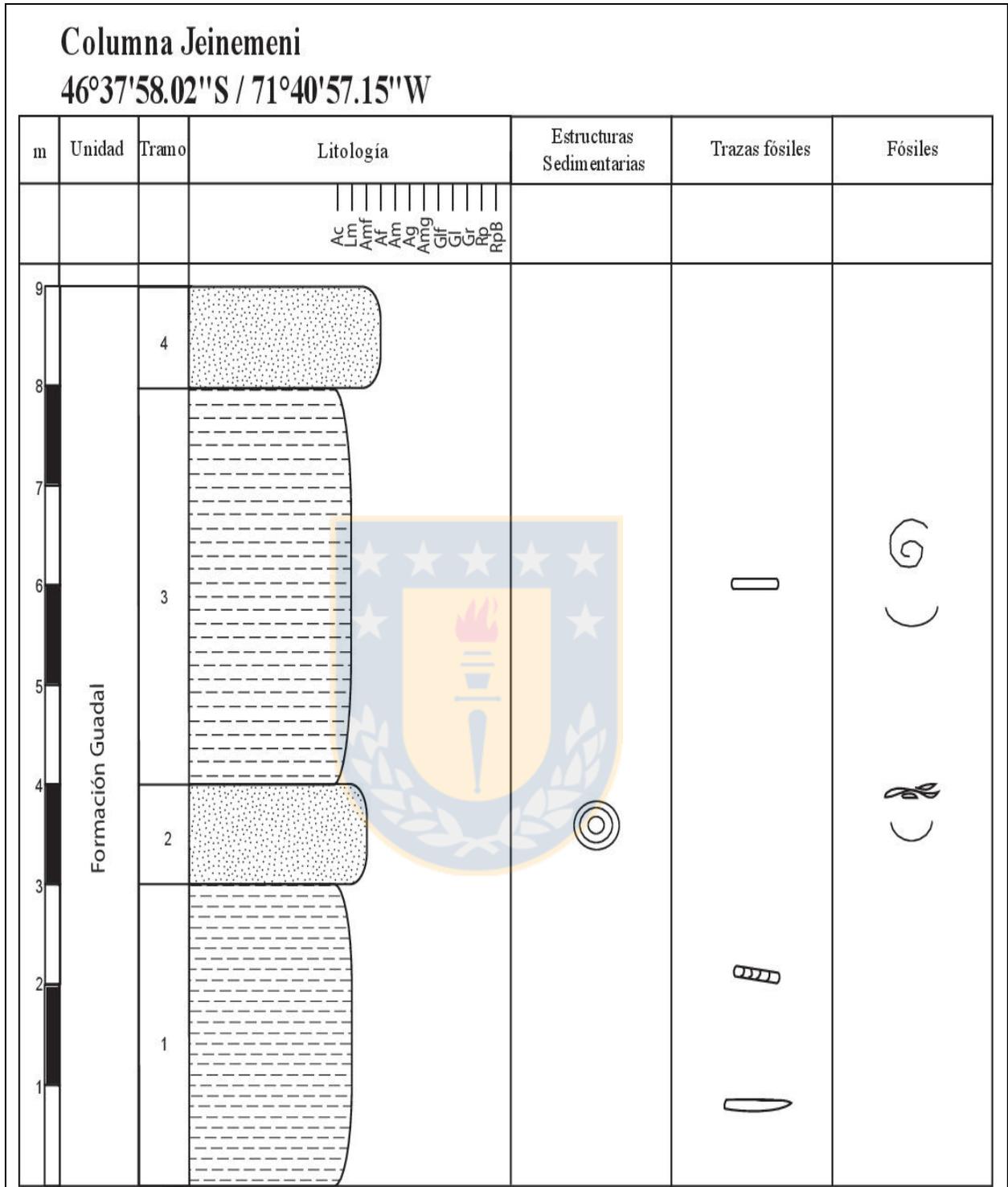


Figura A1.4 Columna Jeinemeni.

2. COLUMNAS DEL SECTOR QUEBRADA HONDA

Se llega en camioneta desde Chile Chico siguiendo la ruta 265 hacia el sur, y luego se debe tomar la ruta X-766. Posteriormente, se toma la ruta X-753 (que une el aeródromo de Chile Chico con Mina Ligorio Márquez), desde donde se avanza 15 km aproximadamente, hasta llegar al estero Quebrada Honda (Ver Figura A 1.1). Una vez ahí, seguir la dirección del estero a pie unos 1.7 km, que es más o menos E-W. Otra alternativa es seguir otros 200 m en camioneta, hasta dar a la derecha con un camino en muy mal estado, por el cual se avanza 1.7 km aproximadamente en dirección hacia el oeste, para luego dirigirse perpendicularmente hacia la quebrada e intersectarla.

Como se señaló anteriormente, el curso del estero Quebrada Honda tiene una orientación E-W, y aquí afloran las siguientes formaciones, en este mismo sentido: Formación Santa Cruz, Formación Guadal, Formación Ligorio Márquez, y finalmente, formaciones del Mesozoico.

Se realizaron 3 columnas a lo largo del curso del estero Quebrada Honda, las cuales se describirán en sentido oeste-este (misma dirección que la quebrada). Cabe señalar, que el sector se encuentra con numerosas fallas y diaclasas, pues se encuentra en la Zona de Falla Jeinemeni. Esto influye en los espesores y los manteos, especialmente para la Formación Ligorio Márquez, cuyos estratos se observan con orientación sub-vertical, lo que difiere bastante respecto a otras localidades. Además, esta zona de fallas pone en contacto La Formación Ibañez con la secuencia terciaria en estudio.

2.1. COLUMNA QUEBRADA HONDA 1

Afloran en esta columna los Basaltos Inferiores de la Meseta de Chile Chico sobreyaciendo en forma concordante a la Formación Ligorio Márquez. En ésta última se observan estratos de conglomerados y areniscas con fósiles vegetales. Infrayacendo a la Formación Ligorio Márquez se encuentra la Formación Ibañez, aunque no se puede observar la relación de contacto entre ambas por estar cubierto. Las medidas estructurales para la Formación Ibañez indican una dirección N25°W/90°. Todos estratos de las tres formaciones mencionadas que afloran en este sector, poseen una marcada inclinación hacia el SE, casi sub-verticales. En la Figura A 1.5 se observa la ilustración de esta columna.

Coordenadas Inicio: 46°41'56.35"S / 71°44'22.35"W

Base: Formación Ibañez.

FORMACIÓN LIGORIO MÁRQUEZ

Tramo 1

10 m

N25°W/70°SE

Conglomerados pardo-amarillo clasto-soportados, con mala selección de sus clastos. La composición de los clastos incluye líticos de pómez, andesitas, areniscas, lutitas y monomineral de cuarzo, con tamaños variables entre 2 a 20 cm, en su mayoría redondeados y con distribución caótica.

Tramo 2

5 m (15 m)

Areniscas de grano medio, masivas, con notorio fallamiento y vetas con cuarzo de segregación.

Tramo 3

10 m (25 m)

Areniscas de grano muy fino a lutitas con restos de carbón. Hay algunos diques máficos intercalados entre los estratos, de manera concordante.

BASALTOS INFERIORES DE LA MESETA DE CHILE CHICO

Tramo 4

6 m (31 m)

N45°W/56°SW

Basaltos.

Techo: Superficie de erosión actual.

Metros totales: 31 m

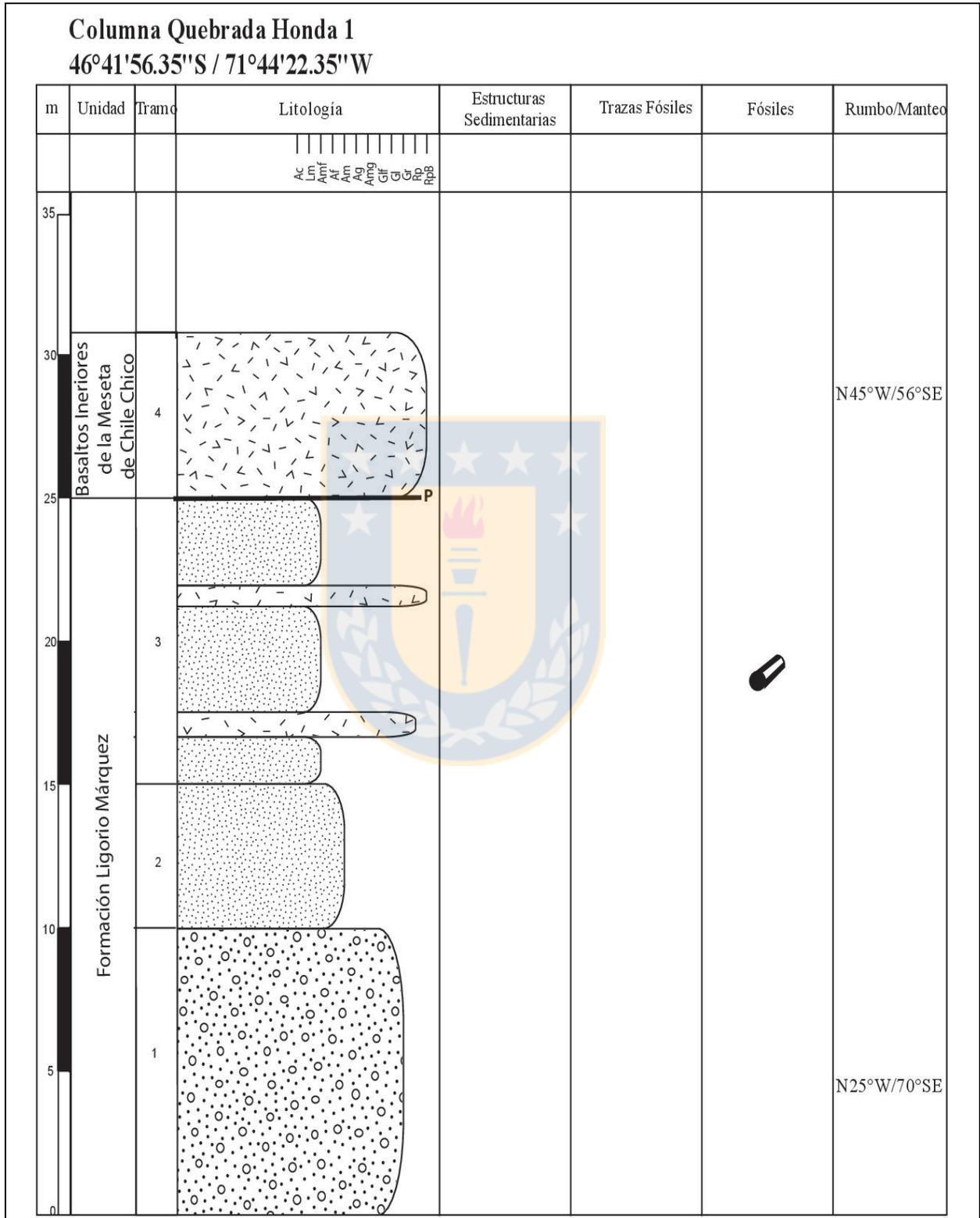


Figura A1.5 Columna Quebrada Honda 1.

2.2. COLUMNA QUEBRADA HONDA 2

A unos 400 m desde dónde se realiza la Columna Quebrada Honda 1, avanzando hacia el E-NE (ya que la quebrada adopta esta dirección), se observa un pequeño afloramiento perteneciente a la Formación Guadal. Los contactos, tanto con la formación infrayacente, como con la sobreyacente, se encuentran cubiertos, por lo que no hay una evidencia clara de la relación entre ellas al menos en este punto. Sin embargo, por las medidas de rumbo y manteo, se deduce una discordancia angular entre la Formación Guadal, tanto con los infrayacentes Basaltos Inferiores de la Meseta de Chile Chico, como con la suprayacente Formación Santa Cruz, pero esto podría explicarse por el intenso fallamiento ocurrido en esta zona. En la Figura A 1.6 se observa la ilustración de esta columna.

Coordenadas Inicio: 46°41'55.19"S / 71°44'15.82"W

Base: nivel del estero Quebrada Honda.

FORMACIÓN GUADAL

Tramo 1

5m

N70°W/65°SW

Comienza con areniscas de grano muy fino, de color verdoso, con laminación centimétrica y contenido fosilífero marino (Muestra **QHON-2**: corte). Estos estratos se ven también en el lecho del estero. Recorriendo 200 m aprox. hacia el oeste por la quebrada, estas areniscas de grano muy fino contienen fósiles de briozoos, gastrópodos (*Turritella* sp.) y bivalvos indeterminados.

Techo: Superficie de erosión actual.

Metros totales: 5 m



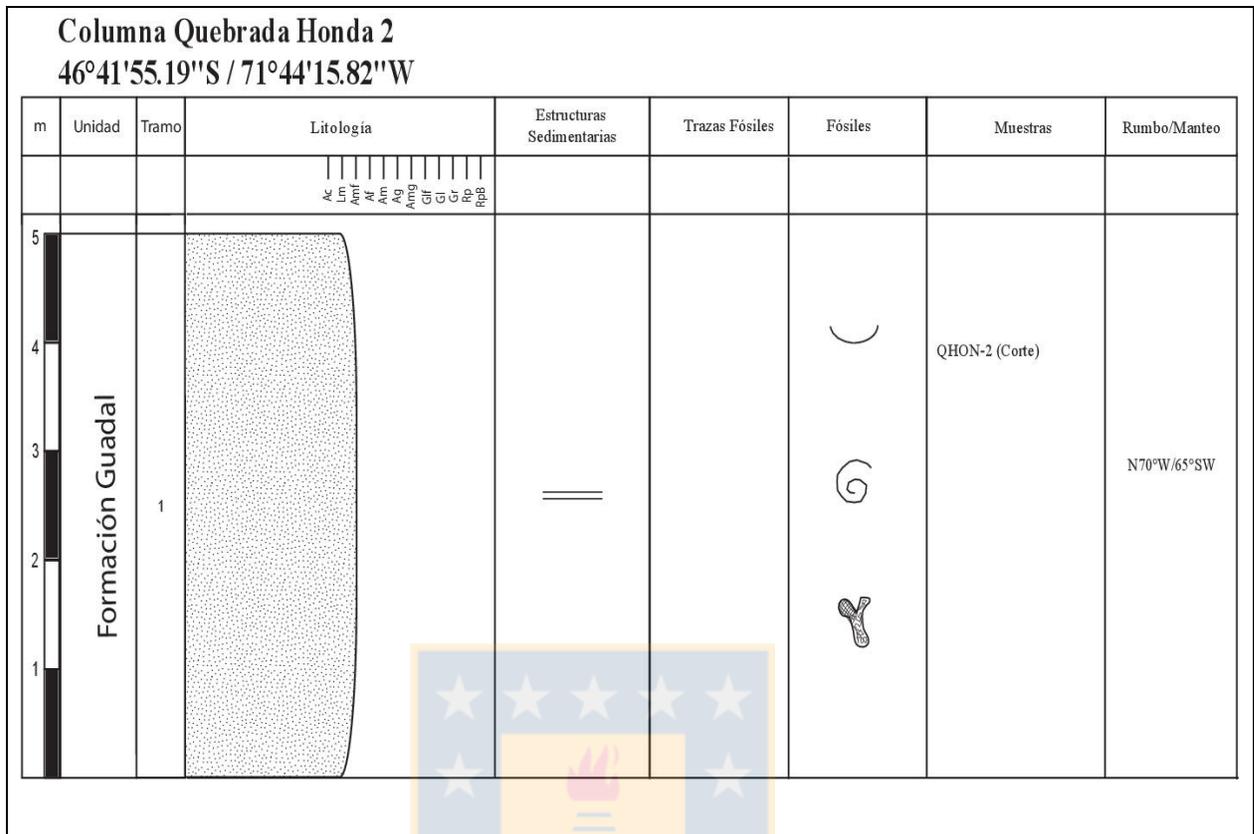


Figura A1.6 Columna Quebrada Honda 2.

2.3. COLUMNA QUEBRADA HONDA 3

A partir de la coordenada 46°47'47.8''S/71°43'24.7''W hasta aproximadamente unos 700 m avanzando por el curso del estero Quebrada Honda hacia el oeste, aflora la Formación Santa Cruz. Los estratos están sub-horizontales, y en general se constituyen de areniscas de grano medio de color verdoso con tonos marrones intercalados con limolitas. Las areniscas de grano medio forman canales que se acuñan hacia al norte. En la Figura A 1.7 se puede observar la ilustración de esta columna.

Coordenadas Inicio: 46°41'53.13"S / 71°43'54.92"W

Base: nivel del estero Quebrada Honda.

FORMACIÓN SANTA CRUZ

Tramo 1

2 m

0°

Intercalación de limolitas de color verdoso y areniscas de grano medio de color marrón con estratos de espesores de 30 a 50 cm. En las limolitas hay trazas fósiles de raíces, además de bioturbaciones en forma de tubos de diámetros de 4-5 cm, de largo variable (5 a 10 cm) que podrían ser de *Fictovichnus* isp., y otras ovaladas, con diámetros que van desde 1 a 1.5 cm (*Celliforma* isp.). Hacia techo, en las areniscas de grano medio, hay concreciones de diámetros centimétricos (2-3 cm aprox.).

Tramo 2

6 m (8 m)

Cubierto.

Tramo 3

12 m (20 m)

Intercalación de limolitas, de color verdoso y areniscas de grano medio de color marrón, con estratos de espesores de 30 a 50 cm, entre las que sobresalen pequeños niveles conglomerádico de 8 cm en los contactos entre ambos estratos. Las areniscas tienen estratificación cruzada en artesas (muestra **QHD15-11**: datación), y se componen de granos redondeados pumicíticos, andesíticos, y de monomineral de cuarzo. Además, hay una intrusión de un dique sub-vertical de composición máfica. La geometría de los estratos de este tramo es tabular y con gran extensión lateral, en general.

Techo: Superficie de erosión actual.

Metros totales: 20 m



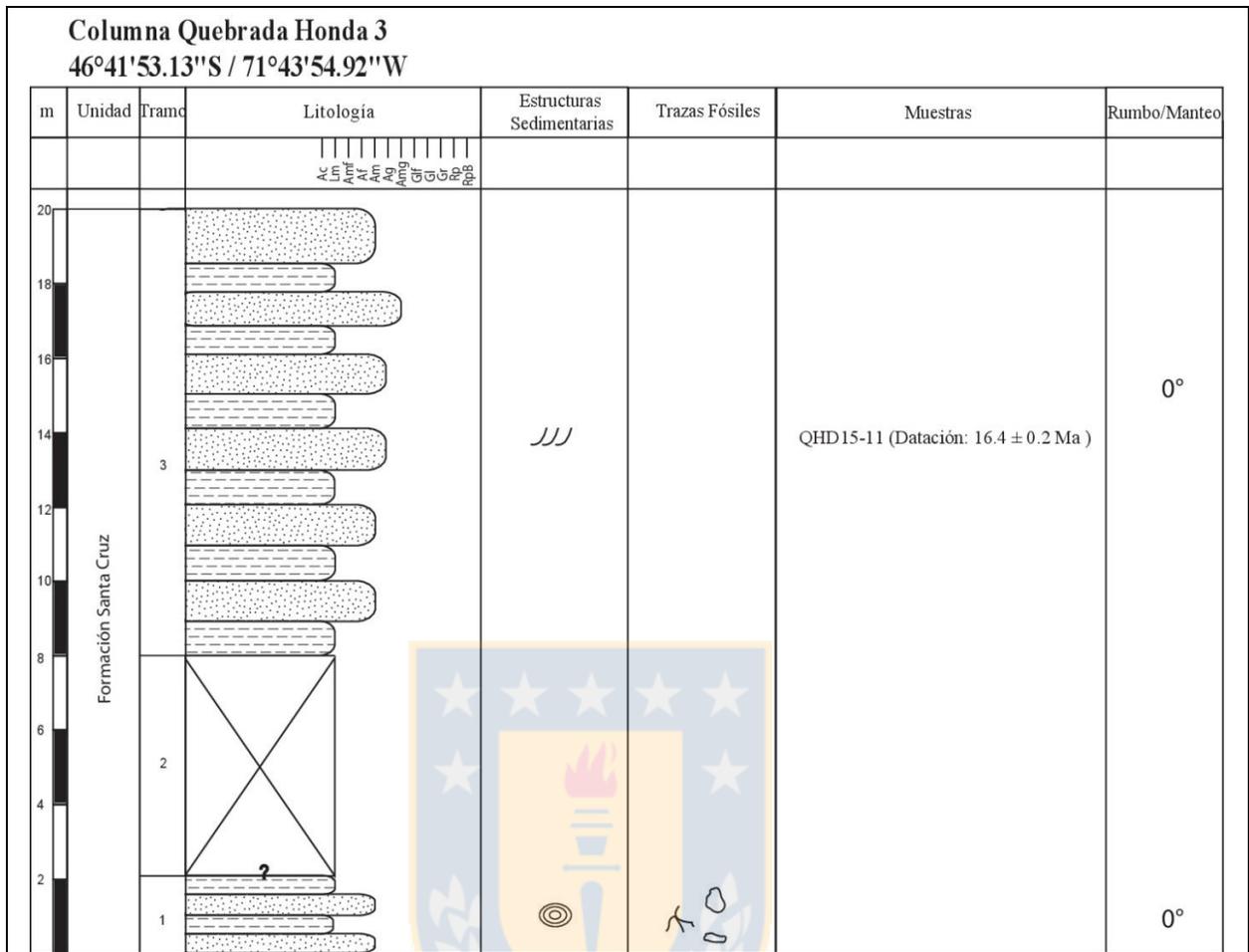


Figura A1.7 Columna Quebrada Honda 3.

2.4. COLUMNA PAMPA CASTILLO

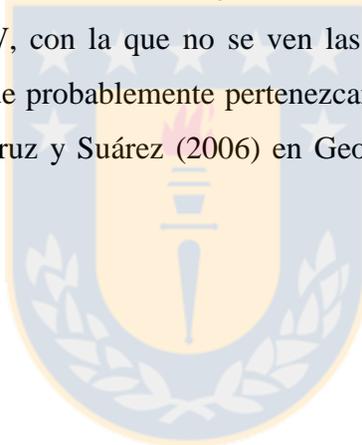
Para llegar a este punto, se debe avanzar por el camino de ripio que conduce a la antigua Mina El Furioso. Este camino está en desuso y ya no recibe mantención, por lo que no se puede llegar en vehículo. Sólo es posible llegar a la zona estudiada a caballo o a pie desde el sector Cuadra Las Vacas, en la Estancia Chacabuco (futuro Parque Nacional Patagonia). Desde ese punto, se debe caminar unos 5 km en dirección NNW, y luego se debe tomar una dirección hacia el norte unos 3 km más para armar el campamento base. Una vez establecidos, hay que dirigirse unos 250 m hacia el norte para dar con el antiguo camino hacia la Mina El Furioso, el cual tiene una dirección E-W. Una vez ahí, se sigue la ruta hacia el E.

En esta columna afloran, de base a techo, las Formaciones San José, Guadal y Santa Cruz. La ilustración de esta columna puede observarse en la Figura A 1.9.

Los espesores de los estratos fueron calculados utilizando los rumbos y manteos, las pendientes y los espesores aparentes. El contacto entre las distintas formaciones no se aprecia claramente en terreno, pero por las medidas estructurales, se deduce que son concordantes. Se debe señalar, sin embargo, que en las cercanías se observa una falla situada en las coordenadas $47^{\circ}00'18.51''\text{S}$ / $72^{\circ}24'46.64''\text{W}$ cuyo plano de falla tiene una orientación $\text{N}15^{\circ}\text{W}/42^{\circ}\text{SW}$.

Coordenadas Inicio: $46^{\circ}59'55.90''\text{S}$ / $72^{\circ}24'9.80''\text{W}$ / 1360 m s.n.m.

Base: la base varía según el sector, ya que a veces corresponde a Formación Toqui (Secuencia sedimentaria y piroclástica con fósiles marinos), y en otras, a lavas andesíticas negras estratificadas con orientación $\text{N}40^{\circ}\text{E}/65^{\circ}\text{NW}$, con la que no se ven las relaciones de contacto con el tramo subyacente ni sobreyacente, que probablemente pertenezcan a la unidad Hipabisales Andesíticos (Eha) que mencionan De la Cruz y Suárez (2006) en Geología del Área Puerto Guadal-Puerto Sánchez.



FORMACIÓN SAN JOSÉ

Tramo 1

10 m

$\text{N}35^{\circ}\text{E}/45^{\circ}\text{NW}$.

Conglomerados polimícticos, con clastos decimétricos y matriz de tamaño arena de grano grueso, en estratos de espesores métricos. La composición, tanto de los clastos como de la matriz, es de cuarzo (45%), líticos de rocas volcánicas ácidas y piroclásticas (riolitas, tobas o brechas volcánicas, dacitas) (35%), sedimentarios (lutitas) (10%) y metamórficos (10%). El redondeamiento de los clastos es bueno a muy bueno, y su esfericidad subprismoidal a esférica. La disposición de los clastos es caótica.

Tramo 2

60 m (70 m)

N35°E/45°NW.

Consiste en una intercalación de conglomerados con clastos centimétricos, areniscas de grano muy grueso a grueso, en estratos de espesores métricos, todos ellos con composición de cuarzo principalmente (80%), líticos de rocas volcánicas ácidas y piroclásticas (riolitas, tobas o brechas volcánicas, dacitas) (15%), sedimentarios (lutitas) (2%) y metamórficos (3%). Los granos y clastos son subredondeados a sub-angulosos, y su esfericidad sub-prismoidal a esférica. La disposición de los clastos de los conglomerados es caótica en general, salvo un estrato que presenta imbricación en los clastos hacia el sur. Hacia techo van predominando las areniscas de grano grueso.

Tramo 3

50 m (120 m)

N10°E/65°NW

Areniscas cuarcíferas de grano medio a grueso. Comienza con unos 40 m de areniscas con fósiles vegetales (improntas de hojas), sobre las que aparecen concreciones de 2 cm de diámetro, que van desapareciendo hacia techo.

Tramo 4

15 m (135 m)

Conglomerados cuarcíferos clasto-soportados. En su mayoría, los clastos corresponden a cuarzo (80%), seguido de líticos volcánicos y sedimentarios (lutitas), y en menor medida, jaspe.

Tramo 5

40 m (175 m)

N5°W/25°SW

Sucesión de lutitas, lutitas carbonosas y algunas capas de carbón, con intercalaciones de 1 a 1.5 m de areniscas cuarcíferas de grano medio a grueso, que contienen además granos de carbón y jaspe. Las lutitas se presentan a veces más compactas, y otras más meteorizadas y rojizas. En este tramo hay restos de carbón y troncos silicificados.

Tramo 6

10 m (185 m)

Toba vítrea (Muestra **MGUADAL1-09**: corte, y **PCA-6**: corte y datación).

Tramo 7

25 m (210 m)

N16°W/22°SW

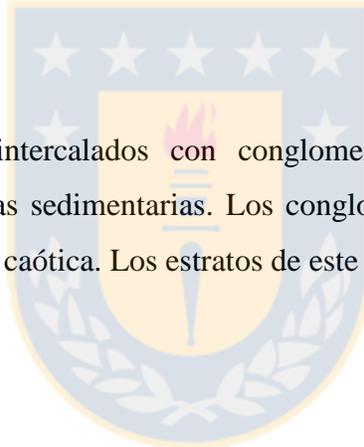
Intercalación entre conglomerados clasto-soportados con clastos tamaño gravilla fina y areniscas de grano grueso de color verdoso y con estratificación cruzada en artesas, en niveles decimétricos (Muestra **MGUADAL2-09**: datación). Los conglomerados están compuestos de líticos angulosos de cuarzo y volcánicos. El diámetro promedio de los clastos es de 1 a 2 cm (a veces 3 cm), compuestos por líticos andesíticos y tobáceos, principalmente, y además están imbricados al SW.

Tramo 8

10 m (220 m)

N16°W/22°SW

Areniscas de grano medio intercalados con conglomerados clasto-soportados a areniscas conglomeráticas, sin estructuras sedimentarias. Los conglomerados tienen clastos redondeados, selección regular y disposición caótica. Los estratos de este tramo poseen formas acanaladas.



FORMACIÓN GUADAL

Tramo 9

18 m (238 m)

N10°W/25°SW

Inicia con 6 m de una intercalación de areniscas de grano fino (Muestra **PCA-4**: corte) con lutitas de color verdoso, ambas con laminación paralela. Encima, hay un estrato de 3 m de areniscas de grano grueso con alto contenido de cuarzo. Sobreyacen 9 m de una nueva intercalación centimétrica entre entre lutitas y areniscas de grano fino de colores verdosos, estrato decreciente y granocreciente (Muestra **PCA-3**: corte). En el corte transparente PCA-3, se observan espículas de equinodermos. También existen bioturbaciones indeterminadas, algunas de las cuales posiblemente sean de *Planolites isp.*

Tramo 10

10 m (248 m)

Intercalación de areniscas de grano muy grueso y de grano muy fino, de colores gris verdoso, con pocos fósiles de bivalvos en su base, los que van haciéndose más abundantes hacia techo (Muestra **PCA-2**: corte). Los granos son angulosos, constituidos por líticos volcánicos y calcáreos, cuarzo y restos de invertebrados marinos. Las areniscas poseen estratificación paralela y niveles de ostras, así como fósiles de bivalvos, gastrópodos y espículas de equinodermos (estas últimas observadas en el corte PCA-2).

Tramo 11

50 m (298 m)

Cubierto, o de difícil acceso.

Se finaliza la columna en este punto pues hay una extensa planicie. Aunque la sección puede verse continua en la parte sur de la ladera, estimándose un espesor de 50 m, pero es difícil acceder por ese sitio. Por lo anterior, la descripción de la columna se retoma en el punto 46°59'59.20"S / 72°26'18.83"W/1123 m s.n.m, siguiendo la planicie antes mencionada. En esta planicie se pudieron observar pilares de roca, los que contienen estratos pertenecientes a la Formación Guadal (Ver Figura A 1.8).

Tramo 12

10 m (308 m)

Comienza con 2 m de areniscas verdosas de grano medio a fino con estratificación cruzada *herringbone* sobre un nivel altamente bioturbado (Muestra **MGUADAL3-04**: datación). Algunas trazas fósiles son indeterminadas, pero se reconocen *Ophiomorpha nodosa*, *Palaeophycus* isp., *Rhizocorallium* isp., *Asterosoma* isp. y *Planolites* ? isp. Sobre este nivel, afloran 5 m de areniscas de grano medio, en la que hay dos niveles fosilíferos con predominancia de fragmentos de ostras, además de poseer estratificación cruzada tipo flaser y concreciones. Después del último nivel de ostras, hay areniscas de grano medio a fino con estructuras tipo flaser, además de mayor contenido fosilífero, reconociéndose: briozoos, bivalvos, gastrópodos, braquiópodos, y equinodermos.

Una vez descrita la columna en los pilares de roca, se camina por la planicie unos 300 m en dirección E-NE, hasta llegar a la coordenada: 46°59'56.89"S / 72°26'5.30"W / 1140 m s.n.m hasta llegar a unos cerros donde aflora la Formación Santa Cruz (Ver figura 1.8). Los estratos de dicha formación poseen un característico color marrón-púrpura, y tienen un manteo sub-horizontal.



Figura A1.8 Se observa la explanada con pilares de roca de la Formación Guadal. Al fondo, se pueden observar los estratos de la Formación Santa Cruz.

FORMACIÓN SANTA CRUZ

Tramo 13

17 m (325 m)

Alternancia centimétrica, que se va haciendo decimétrica hacia techo (estratoeciente), con gran extensión lateral y espesor constante, de limolitas con areniscas de grano medio masivas. También

existen algunos niveles con estratificación cruzada planar. Hacia techo, presenta algunos niveles concrecionales.

Tramo 14

30 m (355 m)

Alternancia decimétrica de limolitas con areniscas de grano medio, de colores marrón-púrpura, con trazas fósiles de *Celliforma* isp. en medio de la cual existen dos niveles tobáceos (Muestra **MGUADAL4-09**: datación), uno de los cuales se encuentra sobre un nivel concrecionario.

Tramo 15

9 m (364 m)

Alternancia decimétrica de limolitas con areniscas de grano medio, de colores marrón-púrpura, con estratificación cruzada planar y paralela.

Tramo 16

6 m (370 m)

Comienza con 3 m de conglomerados masivos clasto-soportados que en la base presentan imbricación leve en sus clastos. Estos conglomerados se intercalan con areniscas de grano medio a grueso, con estratificación paralela y cruzada planar.

Tramo 17

9 m (379 m)

Areniscas de grano medio de color marrón, masivas. Culmina con 2 m de areniscas de grano fino a techo masivas.

Tramo 18

8 m (387 m)

Areniscas verdosas de grano medio, con trazas fósiles indeterminadas en la base. Hacia techo, aparece estratificación paralela y cruzada planar. Hay lentes de lutitas intercalados entre las areniscas.

Tramo 19

10 m (397 m)

Intercalación de areniscas de grano muy grueso con areniscas de grano grueso. Los granos son subredondeados a redondeados y sub-prismáticos a sub-esféricos, cuya composición consta principalmente cuarzo y líticos volcánicos. Los estratos miden de 2 a 3 m de espesor.

Tramo 20

35 m (432 m)

Areniscas de grano medio, con granos muy redondeados a subredondeados de plagioclasas, cuarzo, volcánicos y algunos indeterminados de color verdoso (probablemente sea el anfíbol visto en el corte petrográfico) (Muestra **PCA-8**: corte). Hay intercalaciones de areniscas de grano fino. Hacia techo, se observan niveles centimétricos de conglomerados con clastos tamaño gravilla fina que se intercalan entre las areniscas.

Tramo 21

10 m (442 m)

Areniscas de grano medio de color verdoso de estratos decimétricos a métricos con estratificación cruzada en artesas, y que presenta alternancia con niveles de conglomerados de 10 cm de espesor. Culmina con areniscas de grano grueso con estratificación cruzada en artesa.

Techo: Superficie de erosión actual.

Metros totales: 442 m

Coordenadas Fin: 46°59'41.85"S / 72°25'46.23"W/1340 m s.n.m.

Columna Pampa Castillo
46°59'46"S / 72°23'45"W

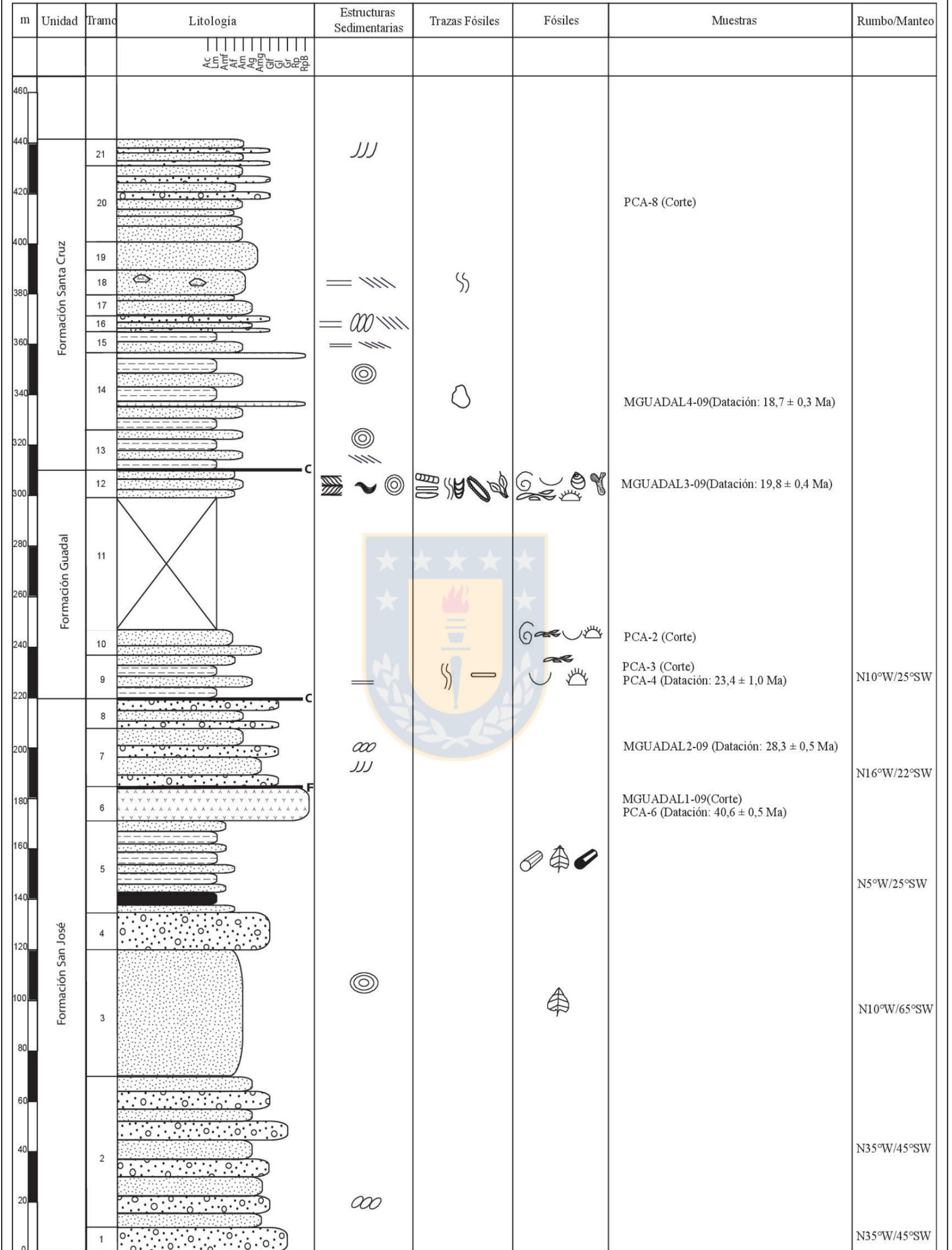


Figura A1.9 Columna Pampa Castillo.

2.5. COLUMNA PAMPA GUADAL

Se llega en vehículo, avanzando aproximadamente 1 km hacia el norte desde Puerto Guadal por la ruta 265. En ese punto, se dobla a la derecha, tomando el camino que lleva al sector de Los Valles, por el cual se avanza 10.8 km, hasta llegar a un recinto privado. Se sigue a pie por un sendero a la izquierda de este punto, caminando 3 km aproximadamente. Hay que señalar que el tramo final de este sendero se encuentra en mal estado, incluso perdiéndose la huella entre la vegetación por muchos metros. Se recomienda ir con alguien que conozca el sector.

En esta columna se puede observar a la Formación San José en inconformidad sobre el Basamento Metamórfico. A ésta última, le sobryace concordantemente la Formación Guadal, a su vez sobryacida por la Formación Santa Cruz. Pese a que el contacto entre estas dos últimas formaciones está cubierto por derrubio de los cerros en los que aflora la Formación Santa Cruz (Ver Figura A 1.10) y cubre parte de la sección, por la disposición de los estratos de ambas formaciones, se indica que son concordantes.

La ilustración de esta columna puede observarse en la Figura A 1.11.

Coordenadas Inicio: 46°59'46"S / 72°23'45"W / 1.248 m s.n.m.

Base: Basamento Metamórfico.

FORMACIÓN SAN JOSÉ

Tramo 1

1.1 m

N3°W/15°NE.

Tobas vítreas matriz-soportadas, masivas, con granos en su mayoría compuestos por cuarzo (90%), y algunos líticos volcánicos (10%) angulosos a levemente redondeados, los que se encuentran “flotantes” en la matriz (Muestra **PGD15-1**: corte; **PGD15-2**: datación).

Tramo 2

3.5 (4.6 m)

Intercalación entre conglomerados masivos y areniscas de grano medio a grueso con estratificación paralela y cruzada planar. Los conglomerados son clasto-soportados, con clastos angulosos a redondeados, en su mayoría volcánicos (80%), monomineral de cuarzo y algunos metamórficos. Los líticos volcánicos son andesíticos a basálticos y tobáceos, en general de mayor tamaño que los clastos de cuarzo. La matriz es principalmente silícea.

Tramo 3

12.6 m (17.2 m)

Intercalación entre lutitas y areniscas de grano fino de color gris verdoso masivas, aunque hay un nivel con estratificación cruzada planar a los 10 m desde la base aproximadamente. El espesor de las lutitas varía desde 0.1 m a 2 m, son de color amarillo-pardo a verde-amarillas. A los 5 m aproximadamente desde la base del tramo, hay contenido de fósiles vegetales en un estrato de lutitas. Hay 3 niveles tobáceos intercalados de espesores desde 0.1 a 1 m, a los 2, 7 y 9 m, respectivamente, desde la base del tramo (Muestra **LFOS-2** y **PGD15-7**: corte).

Tramo 4

6.6 m (23.8 m)

N30°W/17°NE

Inicia con 0,5 m de conglomerados clasto-soportado masivos, con estratificación cruzada en artesas, con un contacto erosivo basal. Sus clastos en su mayoría son volcánicos a piroclásticos (80%) y monominerales de cuarzo y feldespato, además de algunos líticos metamórficos. Encina, hay 1 m de arenisca que gradada de grano de fino a medio hacia techo, con estratificación cruzada planar. Por último, en contacto erosivo, hay 3 m de conglomerados masivos.

Tramo 5

4.6 m (28.4 m)

Intercalación de lutitas y tobas: comienza con 0.3 m de toba de cristales, con muchos cristales de feldespato sub-anguloso (Muestras **LFOS-3** y **PGD15-8**: corte); 0.8 m de lutita gris verdosa; 0.1

m de toba vítrea (Muestra **PGD15-9**: corte) color gris púrpura; 2 m de lutita gris verdosa; y finalmente afloran 0.2 m de toba vítrea de color grisáceo.

Tramo 6

6 m (34.4 m)

Comienza con un estrato de 4 m de lutitas con restos fósiles vegetales, que al seguirlas lateralmente (unos metros al norte de la quebrada) desaparecen para dar paso a areniscas de grano grueso a conglomerádicas, masivas y bastante fracturadas. Sobreyace un nivel de conglomerado que varía en su espesor, siendo de 1 m al lado sur de la quebrada y 6 m al lado norte, con clastos redondeados e imbricados. Presenta contactos erosivos y acuñamientos laterales.

Tramo 7

7.6 m (42 m)

Areniscas de grano medio de color verdoso, con estratificación cruzada planar, intercalada con niveles de lutitas con improntas fósiles de hojas.

Tramo 8

12 m (54 m)

N50°W/14°NE

Este tramo contiene tobas vítreas a líticas (Muestra **PGD15-12**, **PGD15-13** y **PGD15-14**: corte), e intercaladas entre éstas, un nivel de basalto de olivino y clinopiroxeno (Muestra **LFOS-4**: corte). Encima, hay una pequeña capa de carbón de 20 cm, sobre la cual se dispone un estrato de lutitas, también de 20 cm, en el cual hay trazas fósiles de *Thalassinoides* isp.

FORMACIÓN GUADAL

Tramo 9

20 m (74 m)

Comienza con 2 m de areniscas de grano fino, de color verdoso, con contenido fosilífero marino (bivalvos, erizos y gastrópodos). Sobre éstas, hay un contacto erosivo sobre el cual se disponen 6

m de areniscas de grano medio que contiene 4 niveles con predominancia de fósiles de fragmentos de ostras. También hay trazas fósiles de *Ophiomorpha nodosa*.

Una vez que se llega al techo de este último tramo, no es posible seguir ascendiendo estratigráficamente debido a que se encuentra una superficie de erosión que forma una planicie. Se debe caminar por dicha planicie aproximadamente 1.2 km en dirección NE desde la quebrada donde termina el tramo 7 hasta llegar a un monte de color marrón, que corresponde a un afloramiento de la Formación Santa Cruz (Fotografía A 1.10), donde se continúa la descripción de la columna estratigráfica.



Figura A1.10 Se observa la planicie donde culmina la primera parte de la descripción de la Columna Pampa Guadal, en la Formación Guadal. Al fondo, se pueden observar los estratos de la Formación Santa Cruz, donde se continuó la descripción.

Tramo 10

18 m (92 m)

Cubierto.

FORMACIÓN SANTA CRUZ**Tramo 11**

23.5 m (115.5 m)

Intercalación de lutitas marrones y areniscas de grano fino a medio, en estratos de más o menos 0,5 m para las primeras y 1 m para las segundas, haciéndose esta secuencia estrato creciente hacia techo, a la vez que aparecen estructuras de carga en las lutitas (areniscas de grano medio del tramo 12 se introducen en niveles de lutitas).

Tramo 12

29.5 m (145 m)

Comienza con 2 m de areniscas de grano medio con estratificación cruzada planar y concreciones, a las que siguen 15 m de areniscas de grano fino masivas con lutitas intercalándose rítmicamente, y sobre estas, un nivel de 2.5 m de arenisca de grano medio con estratificación cruzada en artesas. Continúan intercalándose rítmicamente 10 m de lutitas con areniscas de grano fino masivas. Aparecen algunos pequeños lentes conglomerádicos. Sobre esta última capa cae el flanco poniente del cerro en el cual se hace esta columna, exponiéndose como un monoclinal erosionándose en su extensión. En ésta, se encuentra gran cantidad de restos fósiles de vertebrados continentales.

Techo: Superficie de erosión actual.

Metros totales: 145 m

Coordenadas Fin: 46°53'16.33"S / 72°36'12.21"W

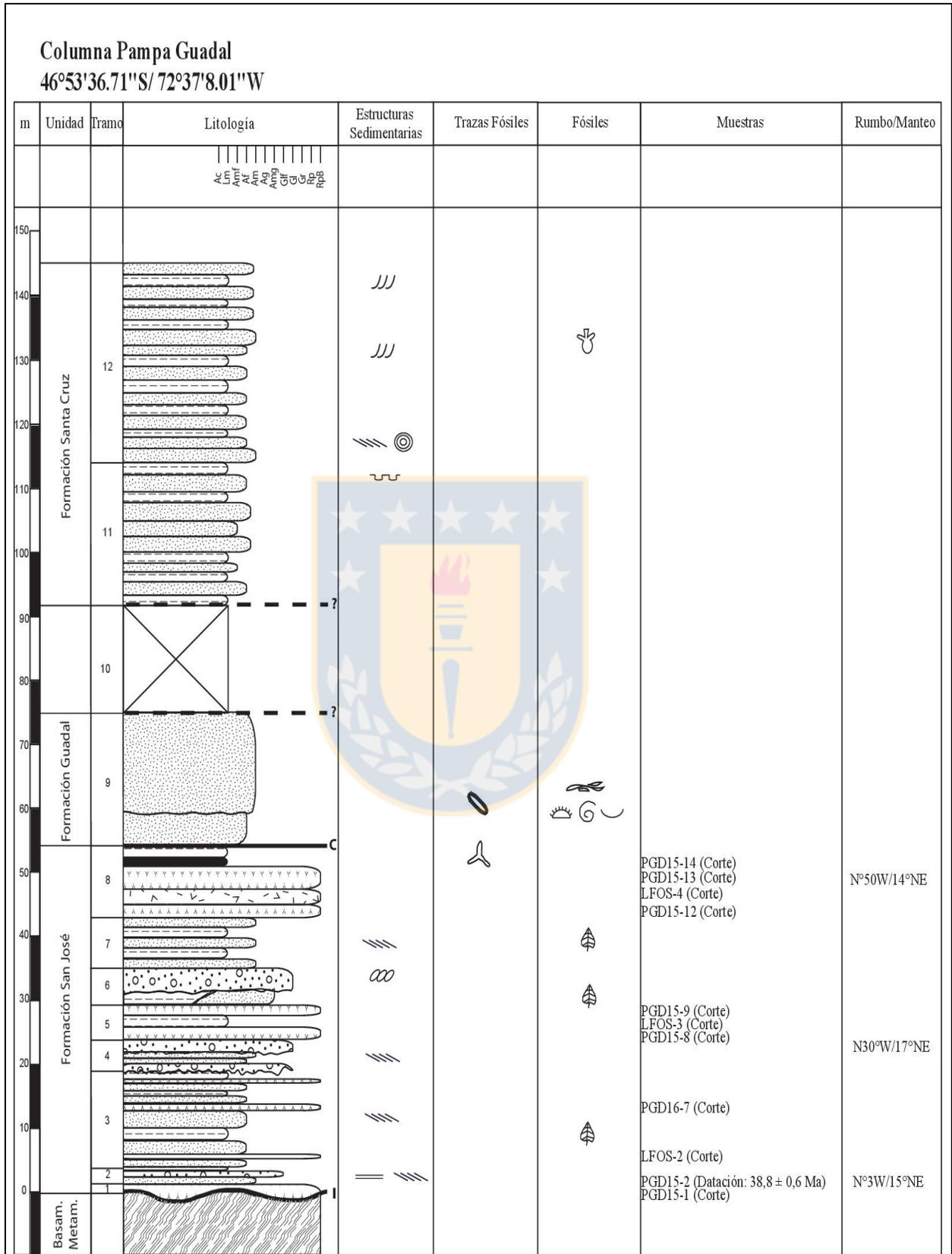


Figura A1.11 Columna Pampa Guadal.

2.6. COLUMNA ESTERO LAS DUNAS

Para llegar al afloramiento, debe tomarse la ruta 265 que conecta Chile Chico y Puerto Guadal. Se parte desde Puerto Guadal, avanzando unos 100 m, hasta llegar al kilómetro 25 (que está señalizado en la ruta). Pasando el punto anterior, hay un camino hacia la derecha que conduce a una casa (aprox. a 1.5 o 2 km). Llegado a este punto y previo permiso de los locatarios, se debe seguir un sendero cerca de la ruta. Esta vía conduce a la “Ruta de los Fósiles”, la cual lleva a un sendero bastante marcado. Avanzando por este sendero, se llega a una bifurcación, lugar desde el cual se debe elegir el que lleva a la zona inferior del río. Hay que señalar que la mayor parte del afloramiento es inaccesible debido a que esta zona forma acantilados.

En este afloramiento se observa la Formación Guadal sobreyaciendo en forma concordante a la Formación San José, con un contacto planar neto. La ilustración de esta columna se puede observar en la Figura A 1.12.

Coordenadas Inicio: 46°47'33.71"S / 72°34'59.32"W

Base: nivel del estero Las Dunas.

FORMACIÓN SAN JOSÉ

Tramo 1

1.7 m

Comienza con 1 m de lutitas, muy silíceas, de color gris-verdoso, sin fósiles, que posee una pequeña intercalación de un nivel de toba vítrea de 0.7 m de espesor aproximadamente, de color rojizo. (**LDD15-1:** corte). Hay trazas fósiles de *Thalassinoides* isp. justo en el contacto con el tramo suprayacente.

FORMACIÓN GUADAL

Tramo 2

6 m (7.7 m)

NS/45°E

En contacto planar neto y concordante con el tramo anterior, aparecen areniscas verdosas masivas de grano muy fino con fósiles marinos, reconociéndose algunos bivalvos indeterminados.

Techo: Inaccesible por altura.

Metros totales: 7.7 m

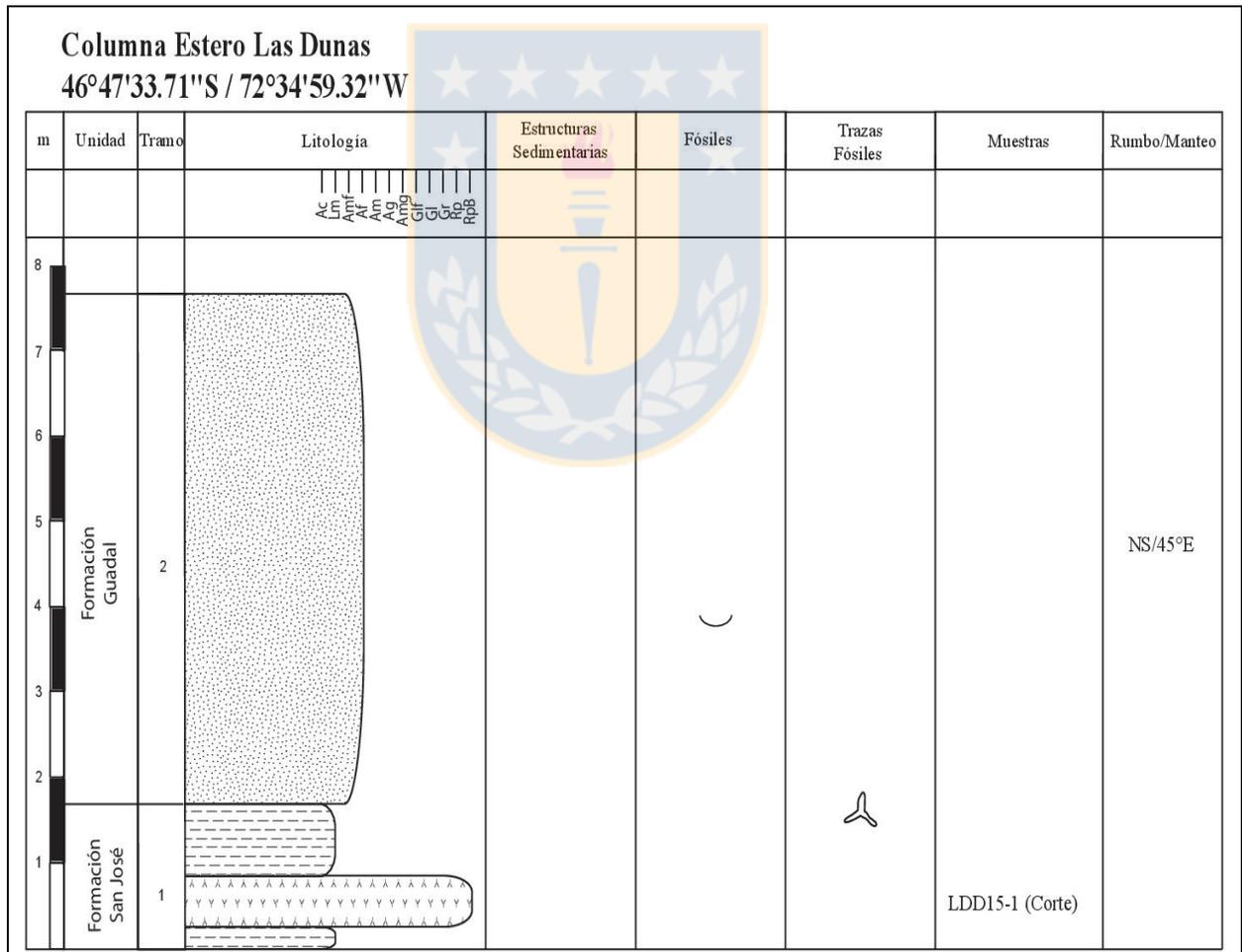


Figura A1.12 Columna Estero Las Dunas.

2.7. COLUMNAS DEL SECTOR LAS HORQUETAS

Se accede al sector de Las Horquetas, partiendo desde Puerto Guadal. Desde esta localidad, se sigue la Ruta 265 (que une Puerto Guadal con Chile Chico) unos 19 km por la Ruta 265 hasta llegar al Río las Horquetas. En las cercanías de este río, se realizaron dos columnas: Columna Horquetas 1 y Columna Horquetas 2. En la primera, aflora la Formación San José, a la que sobreyace concordantemente la Formación Guadal, y en la segunda, afloran estratos correspondientes a la Formación Santa Cruz

2.7.1. Columna Las Horquetas 1

En esta columna aflora la Formación San José, a la que sobreyace la Formación Guadal en forma concordante y con un contacto neto planar. La Formación Guadal posee contenido fosilífero marino, destacando la abundante presencia de ostras. Hacia techo, la variabilidad de la fauna marina se hace más evidente, apareciendo un gran número de turrítelas, entre otras especies. También se reconoce una falla cuyo rumbo y manteo es N50°E/14°SE. La ilustración de esta columna se puede observar en la Figura A 1.13.

Coordenadas Inicio: 46°45'22.62"S / 72°31'40.40"W

Base: cubierto.

FORMACIÓN SAN JOSÉ

Tramo 1

9.9 m

Comienza con 2.5 m areniscas de grano muy grueso, seguidas por un estrato de 1.3 m de arenisca cuarcífera de grano muy fino y color verdoso oscuro (Muestra **LHD15-1**: corte). Le siguen 2.5 m de una arenisca cuarcífera de grano fino a medio, de color verdoso, cuya composición consta de un 80% de cuarzo, seguido de líticos volcánicos oscuros. Encima, se disponen 0.8 m de areniscas arcosas de grano fino y color oscuro (Muestra **LHD15-2**: corte), a las que continúa un tramo cubierto de 1.8 m. Sobre el tramo cubierto, hay basaltos de olivino de 1 m de espesor (Muestra

LHD15-4: corte). Este tramo culmina con un estrato de 1.5 m de arenisca de grano fino a medio de color verdoso. Su contenido es de cuarzo (80%), y en menor proporción, líticos volcánicos oscuros.

FORMACIÓN GUADAL

Tramo 2

8.8 m (18.7 m)

En contacto neto y planar con el tramo anterior, afloran areniscas finas verdosas, seguidas por 7 m de arenisca de grano medio a fino, en la cual hay niveles de fósiles de ostras en su base, y hacia techo, tiene una fauna marina más variable (gastrópodos, bilvalvos).

Tramo 3

6 m (24.7 m)

Tramo cubierto.

Tramo 4

5 m (29.7 m)

Comienza con 1 m de areniscas de grano medio verdosas, a las que siguen 4 m de arenisca de grano fino, de color verde oscuro, y muy fosilífera, especialmente rico en *Turritella* sp., además de otros bivalvos y gastrópodos.

Techo: Superficie de erosión actual.

Metros totales: 29.7 m

2.7.2. Columna Las Horquetas 2

En la Columna Horquetas 2, aflora una secuencia de areniscas y tobas verdosas-marrones correspondientes a la Formación Santa Cruz. Las areniscas son masivas en general, con granos redondeados, compuestos principalmente por líticos volcánicos. Presentan gradación normal, con intercalación de cuerpos arenosos con forma cóncava, en contacto erosivo con los estratos más

finos. Su rumbo y manto es N3°W/15°NE. La ilustración de esta columna puede observarse en la Figura A 1.14.

Coordenadas Inicio: 46°45'43.23"S / 72°33'0.74"W

Base: cubierto.

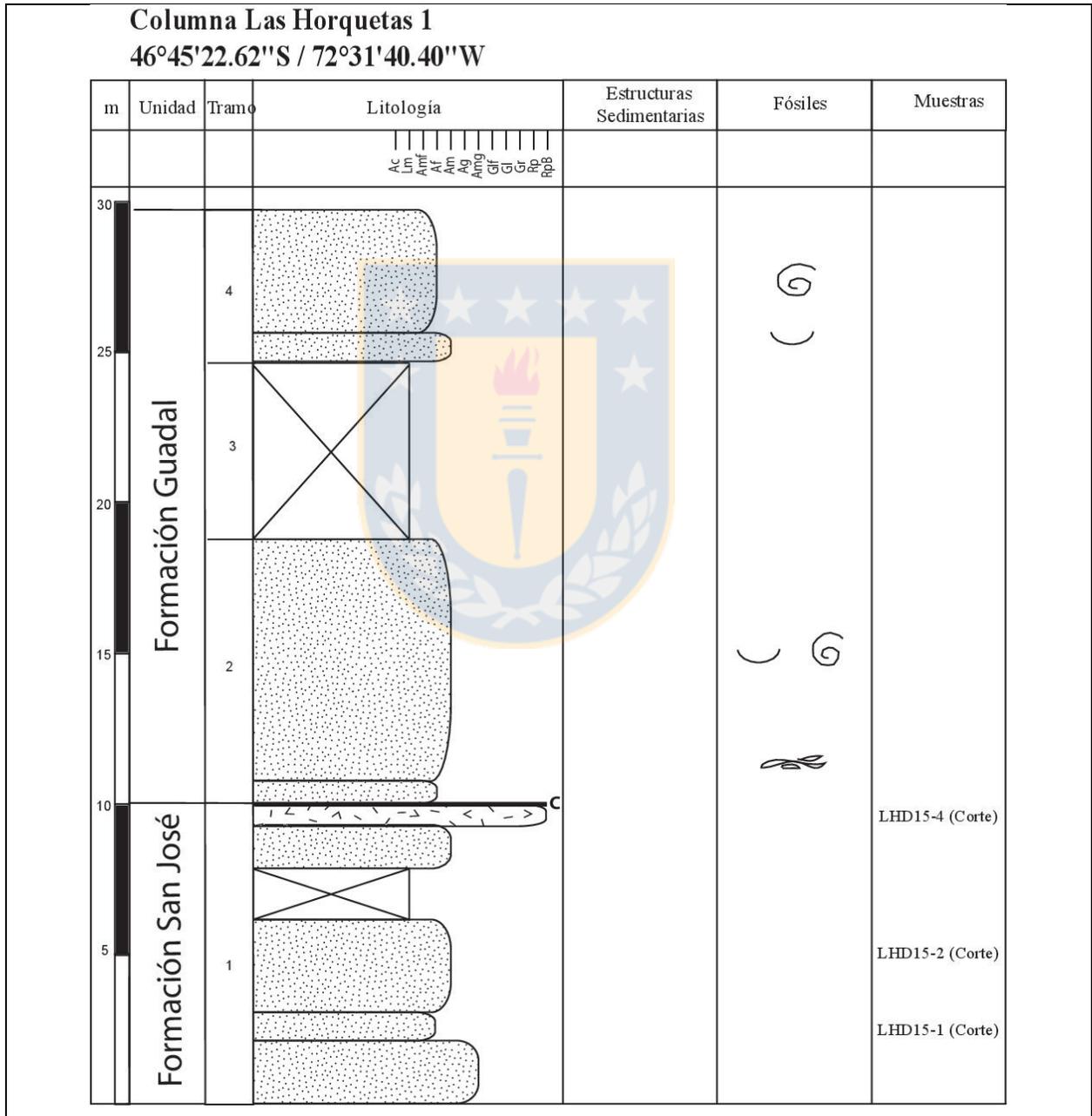


Figura A1.13 Columna Las Horquetas 1.

FORMACIÓN SANTA CRUZ

Tramo 1

10 m

N75°W/35°NE

En la base hay un estrato de tobas (¿?) con espesores de 0.5 a 1 m, afaníticas, con cristales euhedrales de plagioclasa, intercaladas con estratos de areniscas arcosas masivas de color gris verdoso y de grano medio en la base, que grada a grano fino hacia techo. Se observa estratificación paralela a los 7 m de la base de este tramo, aproximadamente. Los espesores de los estratos areniscas varían entre 2 a 2.5 m (Muestra **HOR-3**: corte). En estos estratos, hay un pequeño tramo cubierto, sobre el cual aflora un nivel intercalado de tobas (¿?). Culmina con areniscas de grano medio que se acuñan al oeste.



Tramo 2

10 m (20 m)

En contacto erosivo con el tramo anterior, hay un estrato de tobas o arenisca tobácea, de color verde a marrón. Este estrato se acuña lateralmente.

Tramo 3

10 m (30 m)

En contacto erosivo con el estrato anterior, se disponen areniscas arcosas masivas de grano medio de color gris verdoso.

Techo: Superficie de erosión actual.

Metros totales: 30 m

En este sector, se realizan dos columnas: Columna Ligorio Márquez 1 y Columna Ligorio Márquez 2. En la primera columna, se observa la Formación Toqui y la Formación Ligorio Márquez. En la segunda columna se observa la Formación Ligorio Márquez y los Basaltos Inferiores de la Meseta de Chile Chico.

2.8.1. Columna Ligorio Márquez 1

En esta columna, la Formación Ligorio Márquez sobreyace en discordancia angular a la Formación Toqui. Esta última formación tiene una medida de rumbo y manto de N70°E/25°NW. La ilustración de esta columna puede observarse en la Figura A 1.15.

Coordenadas Inicio: 46°45'46.63"S / 71°50'33.65"W / 1109 m s.n.m.

Base: Formación Toqui.

FORMACIÓN LIGORIO MÁRQUEZ

Tramo 1

16.5 m

N18°W/12°NE

Comienza con 15 m de areniscas de grano grueso a conglomerádicas, de color blanquecino, con estratificación cruzada en artesas. A los 8 m, le intercala un estrato de 1.5 m de arenisca de grano fino.

Techo: superficie de erosión actual

Metros totales: 16.5 m

2.8.2. Columna Ligorio Márquez 2

En esta columna estratigráfica muestra se observa a la Formación Ligorio Márquez infrayaciendo a los Basaltos Inferiores de la Meseta de Chile Chico. El contacto entre ambas unidades se halla

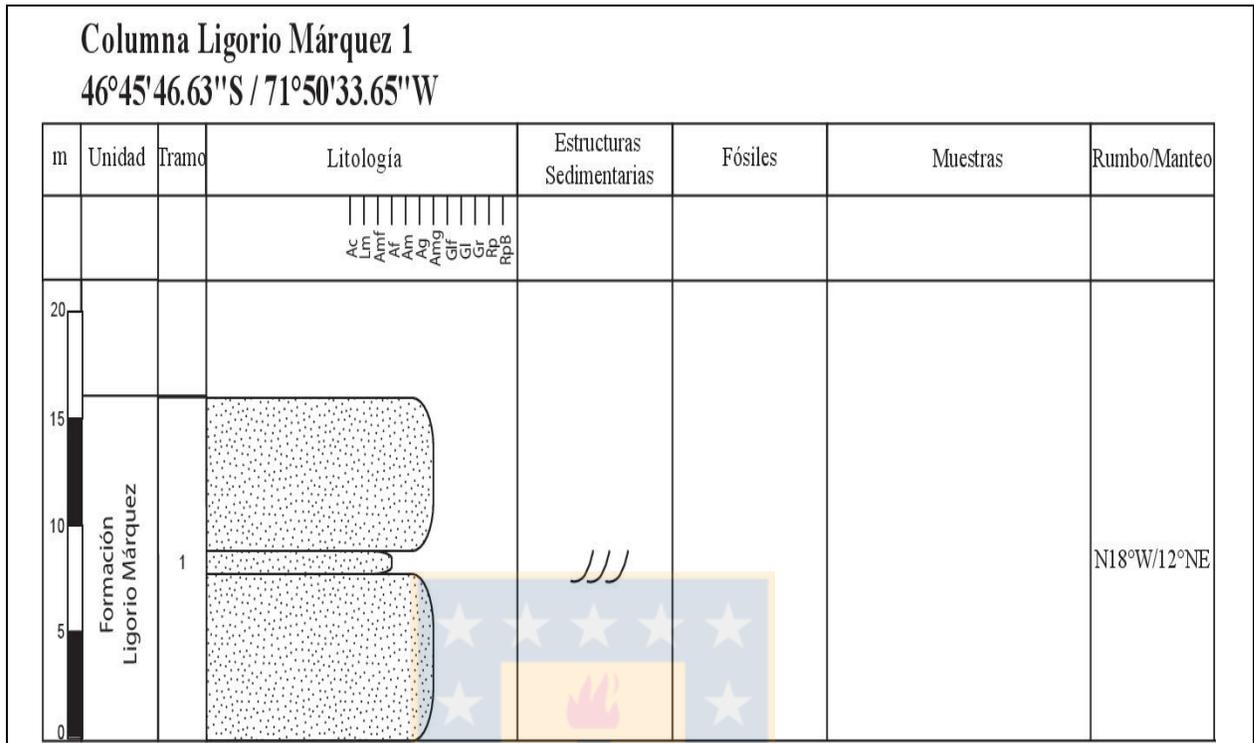


Figura A1.15 Columna Ligorio Márquez 1.

cubierto. Sin embargo, por la disposición general de los estratos de las dos formaciones, se deduce que son concordantes. La ilustración de esta columna puede observarse en la Figura A 1.16.

Coordenadas Inicio: 46°45'31.30"S / 71°50'55.90"W

Base: cubierto.

FORMACIÓN LIGORIO MÁRQUEZ

Tramo 1

10.3 m

Comienza con 1.2 m de areniscas de color verde-amarillento, que gradan desde grano medio a grueso hacia techo, con estratificación cruzada en artesas. En este estrato se intercala una capa de 0.6 m de lutitas de color verdoso (aproximadamente a 1.2 m desde la base del tramo). Encima, hay un estrato de 4.9 m de areniscas de grano grueso, que contiene granos de pómez hacia techo (Muestra **LMAR-2**: datación) y estratificación cruzada en artesas. Sobre este estrato, existe un

nivel de conglomerado, y finalmente, 3 m de areniscas de grano medio de color verdoso, con estratificación cruzada en artesas. Justo en el contacto con el tramo 2, hay estructuras de carga, en que las limolitas del tramo 2 se introducen en las areniscas del tramo 1, incluso formando algunos lentes de limolitas. La composición de todos los estratos es similar, constituidas por granos y clastos angulosos y sub-prismoidales. En su mayoría corresponden a cuarzo (80%), líticos volcánicos cloritizados (15%) y líticos verdosos no determinados (que al parecer provienen de las capas cretácicas infrayacentes).

Tramo 2

4 m (14.3 m)

Lutitas masivas, las cuales forman una estructura de carga con el tramo subyacente. Encima, hay 1 m de areniscas de grano fino de color gris verdoso, en contacto neto con el tramo anterior. Sobre éstas, les sigue 1 m de lutitas verdosas con improntas fósiles de hojas y troncos fosilizados.

Tramo 3

7 m (21.3 m)

En contacto neto con el tramo anterior, se disponen paquetes de areniscas de grano muy grueso de color pardo en paquetes estratodecrecientes, y con geometría acanalada, las que se intercalan con capas de 10 cm de conglomerados clasto-soportados de color pardo. Los conglomerados tienen estructura masiva, mientras que las areniscas poseen estratificación cruzada en artesa.

Tramo 4

4.5 m (25.8 m)

Comienza con 1 m de areniscas de grano fino de color verdoso en la base, continuando con 0,5 m de lutitas con restos vegetales fósiles y carbón. Culmina con 2.5 m de areniscas de grano grueso pardo-verdosas con niveles conglomerádicos que se le intercalan. Las areniscas poseen estratificación cruzada en artesa.

Tramo 5

15 m (40.8 m)

Cubierto.

Tramo 6

14 m (54.8 m)

Mantos de carbón de espesores decimétricos intercalados con lutitas con fósiles vegetales (en total son 4 mantos de carbón, que pudieron observarse en una quebrada más hacia el norte de donde se hizo esta columna).

Tramo 7

3 m (57.8 m)

Areniscas de grano fino (**LMD15-1**: datación).

BASALTOS INFERIORES DE LA MESETA DE CHILE CHICO**Tramo 8**

6 m (63.8 m)

Basaltos (Muestra **BASLM**: corte; **LMD15-2L**: corte; **LMD15-2**: datación) entre los que hay basaltos de olivino y ortopiroxeno (Corte LMD15-2L) y basaltos de olivino y clinopiroxeno (Corte BSLM).

Techo: Superficie de erosión actual.

Metros totales: 63.8 m

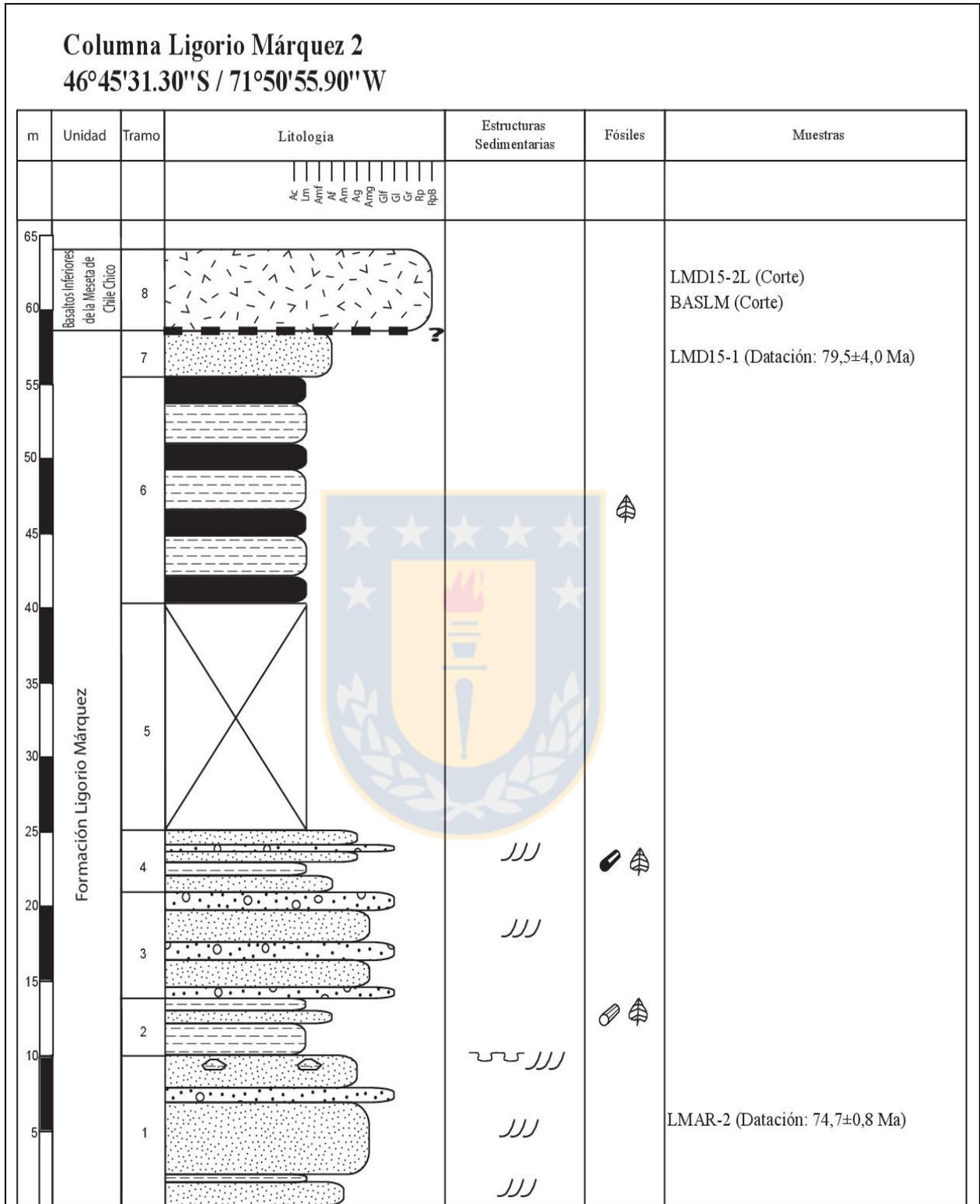


Figura A1.16 Columna Ligorio Márquez 2.

ANEXO 2: LITOFACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES

Se indican las litofacies y asociaciones de facies presentes en cada columna, a fin de facilitar la lectura del Capítulo 5 de la presente memoria.

1. COLUMNA JEINEMENI

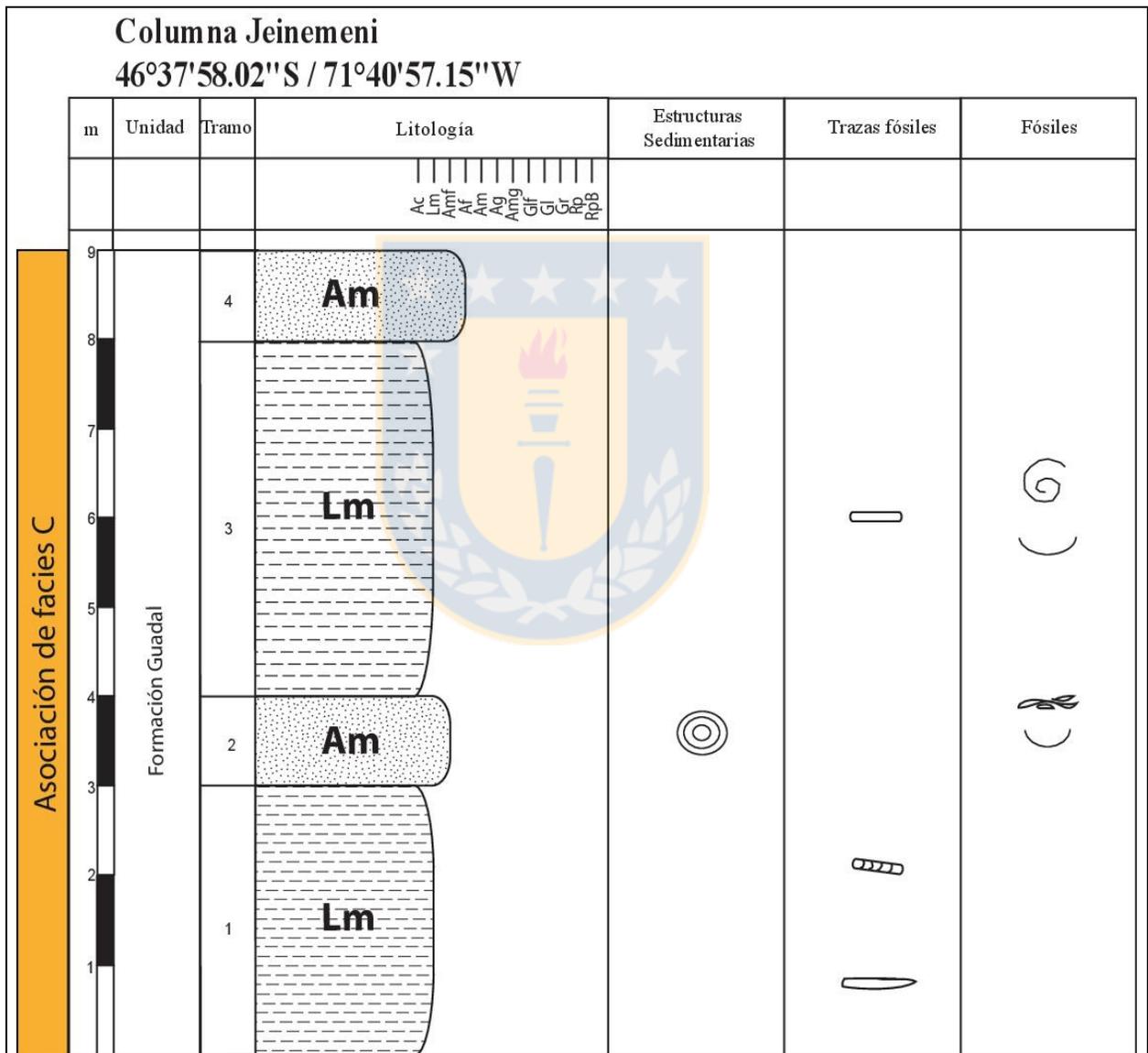


Figura A2.1 Litofacies y asociaciones de facies en Columna Jeinemeni.

2. COLUMNAS DEL SECTOR QUEBRADA HONDA

2.1. COLUMNA QUEBRADA HONDA 1

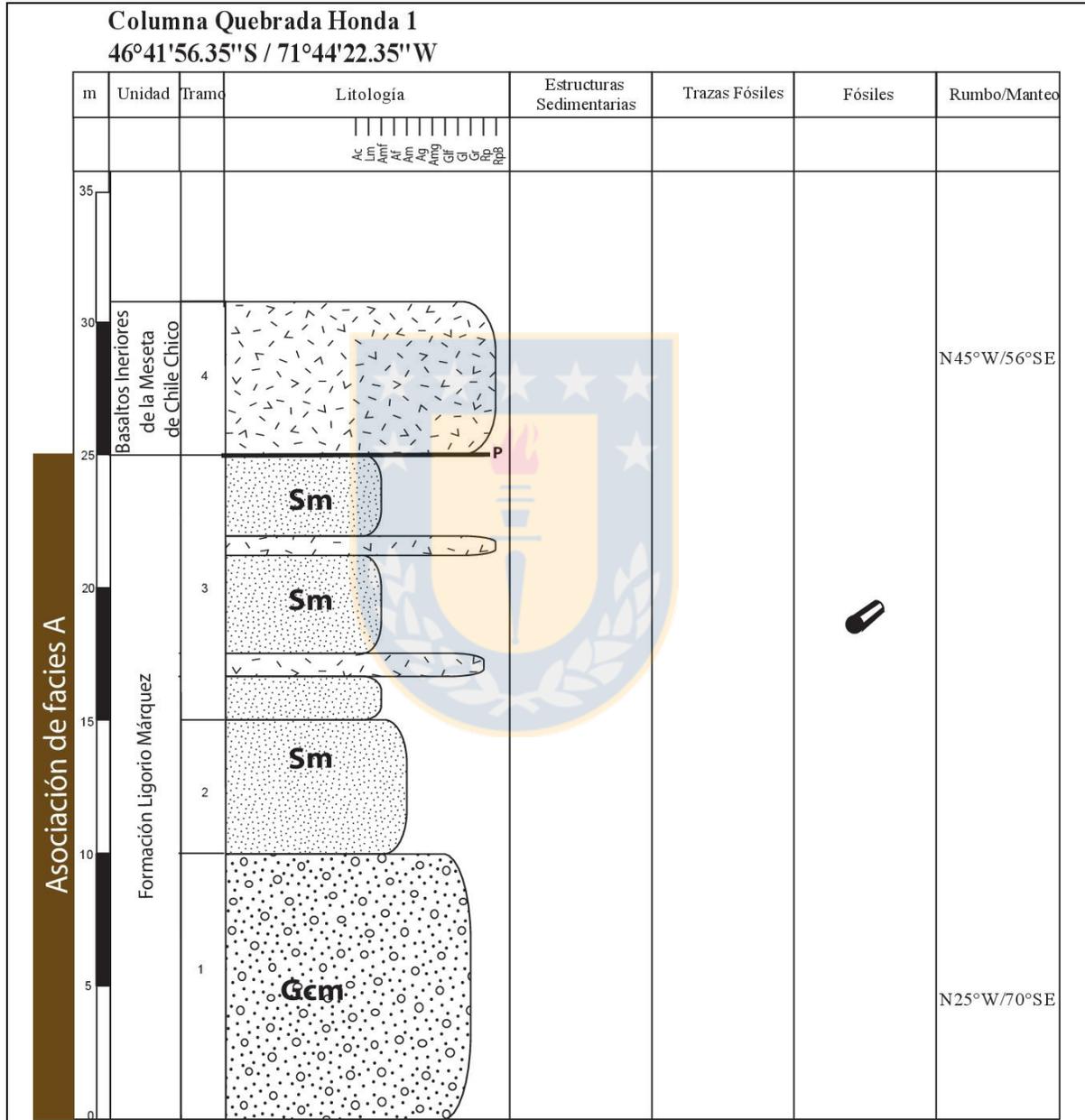


Figura A2.2 Litofacies y asociaciones de facies en Columna Quebrada Honda 1.

2.2. COLUMNA QUEBRADA HONDA 2

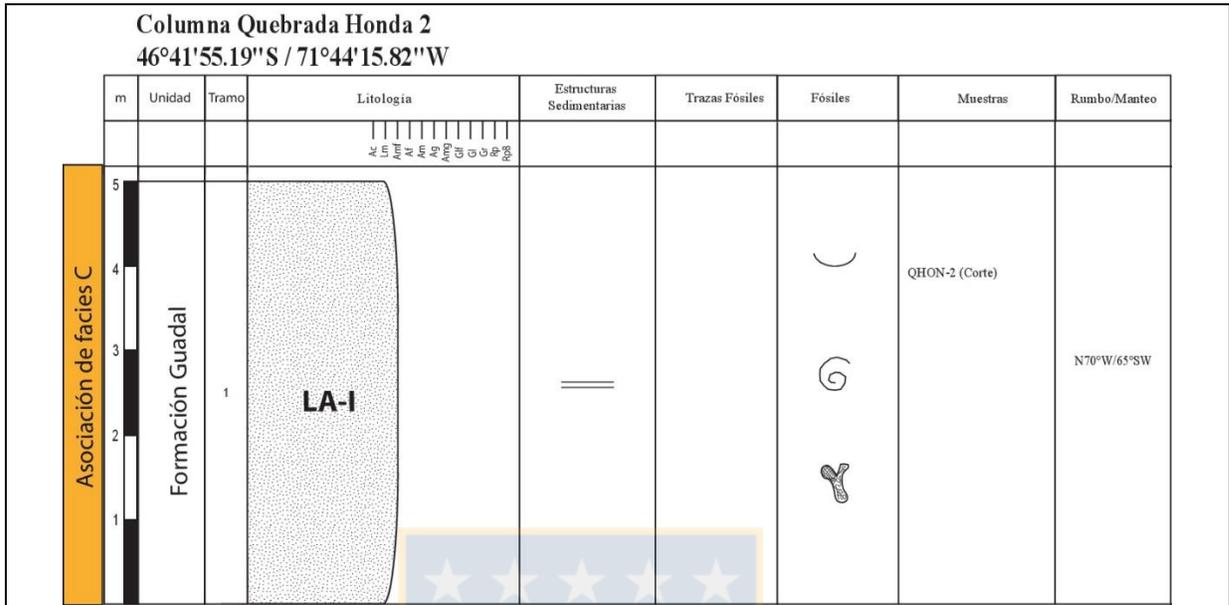


Figura A2.3 Litofacies y asociaciones de facies en Columna Quebrada Honda 2.

2.3. COLUMNA QUEBRADA HONDA 3

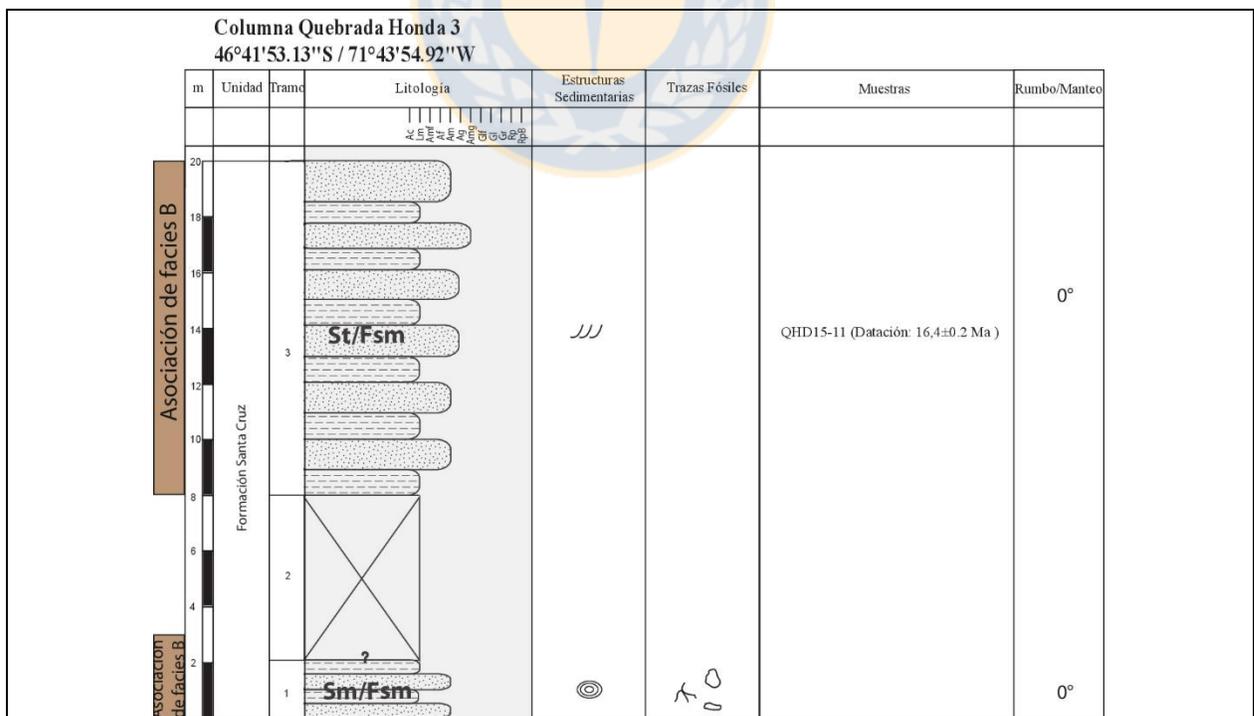


Figura A2.4 Litofacies y asociaciones de facies en Columna Quebrada Honda 3.

2.4. COLUMNA PAMPA CASTILLO

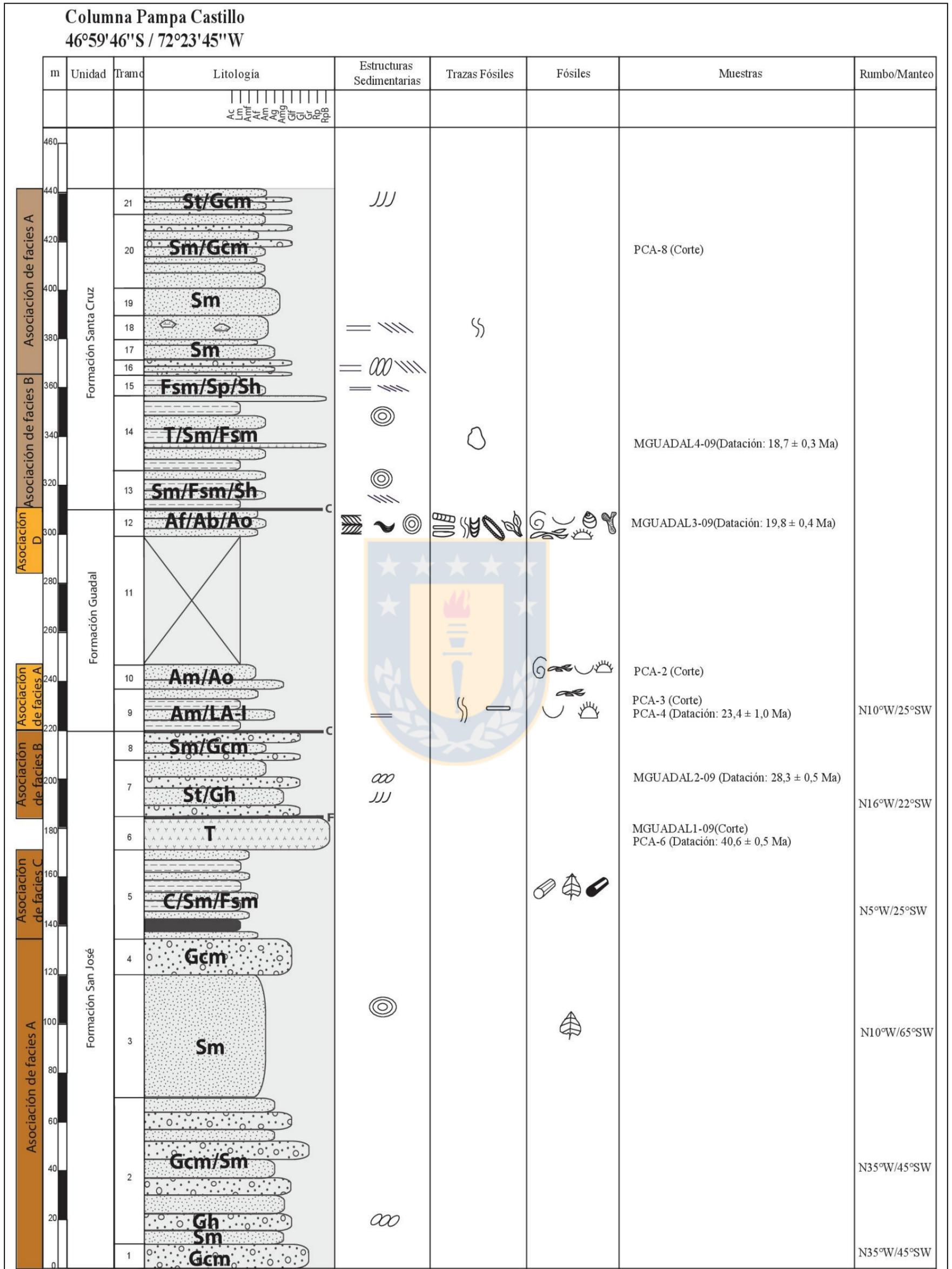


Figura A2.5 Litofacies y asociaciones de facies en Columna Pampa Castillo.

2.5. COLUMNA PAMPA GUADAL

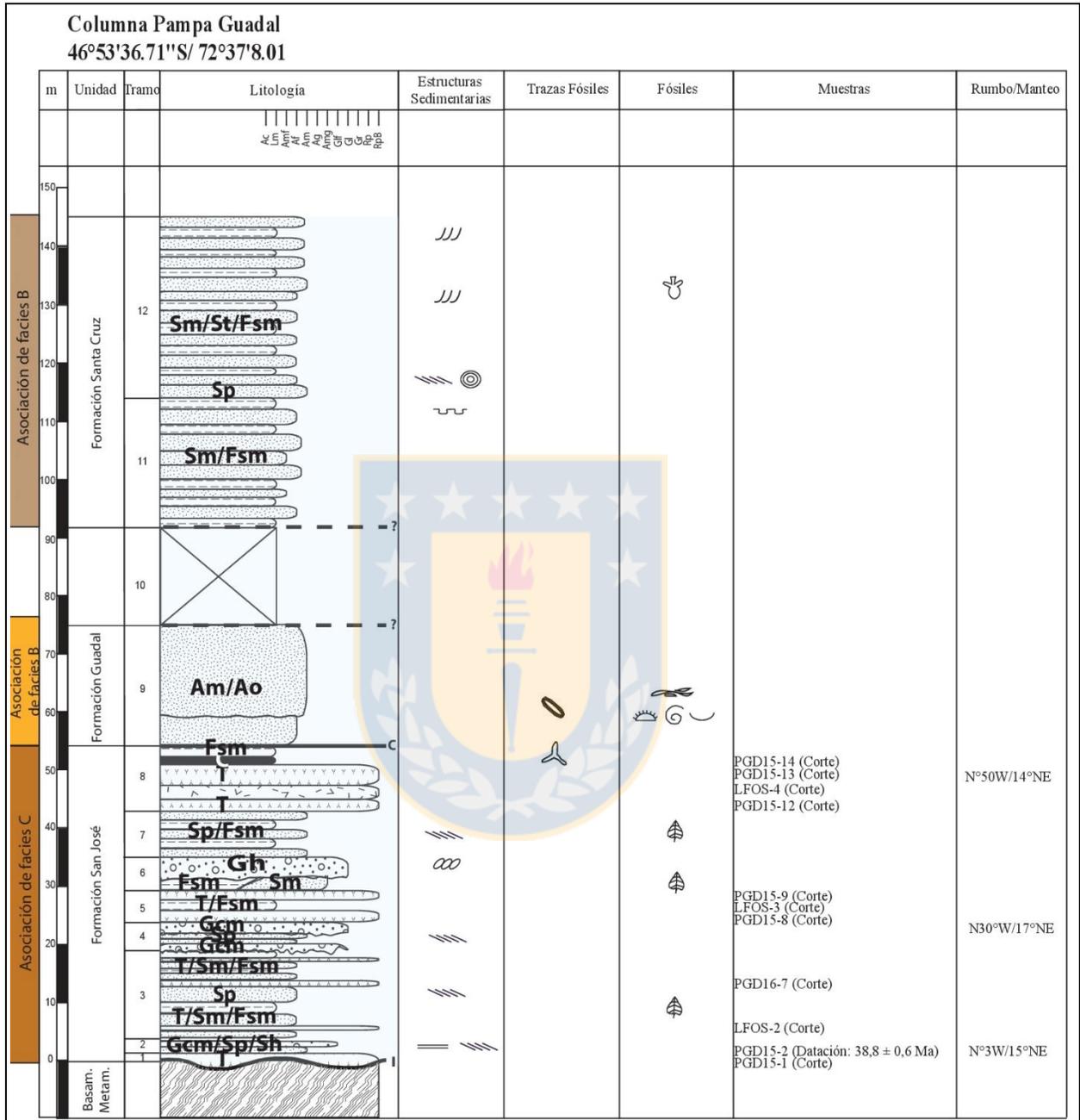


Figura A2.6 Litofacies y asociaciones de facies en Columna Pampa Guadal.

2.6. COLUMNA ESTERO LAS DUNAS

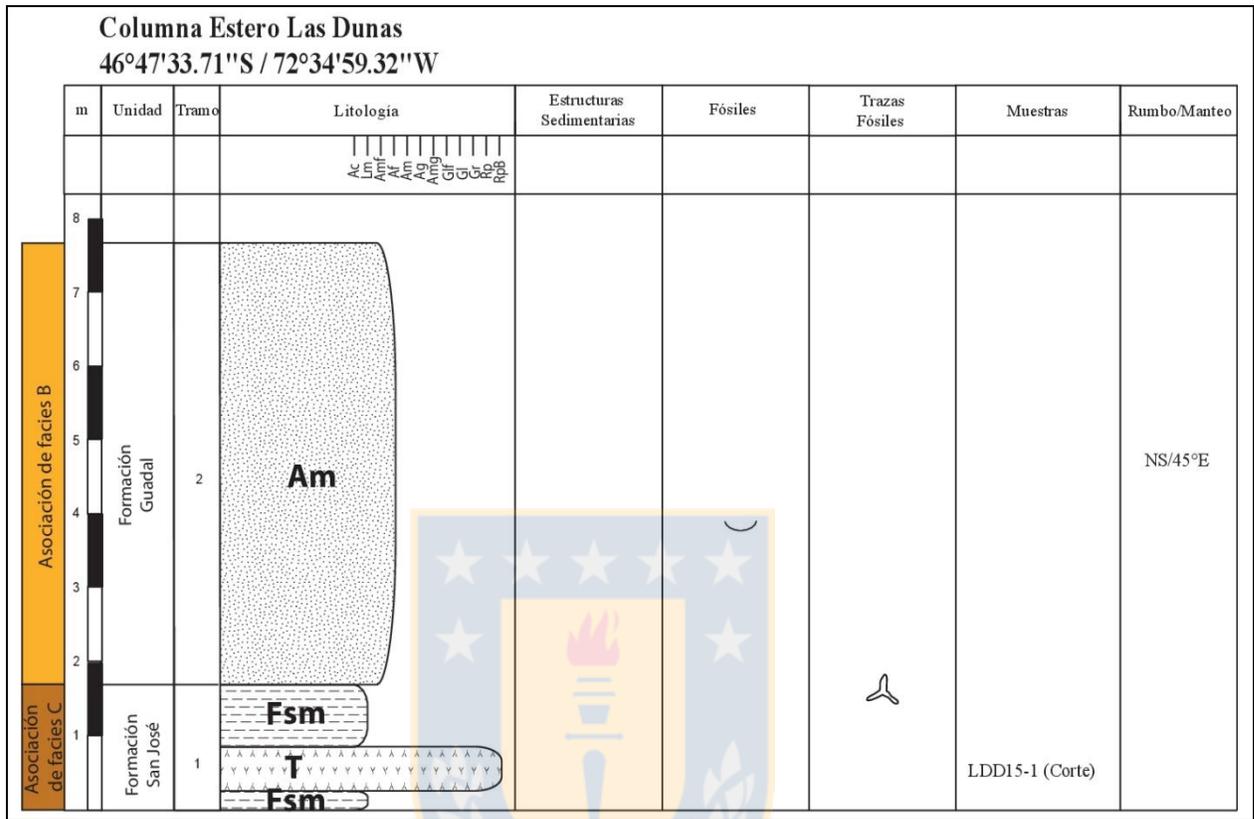


Figura A2.7 Litofacies y asociaciones de facies en Columna Estero Las Dunas.

2.7. COLUMNAS DEL SECTOR LAS HORQUETAS

2.7.1. Columna Las Horquetas 1

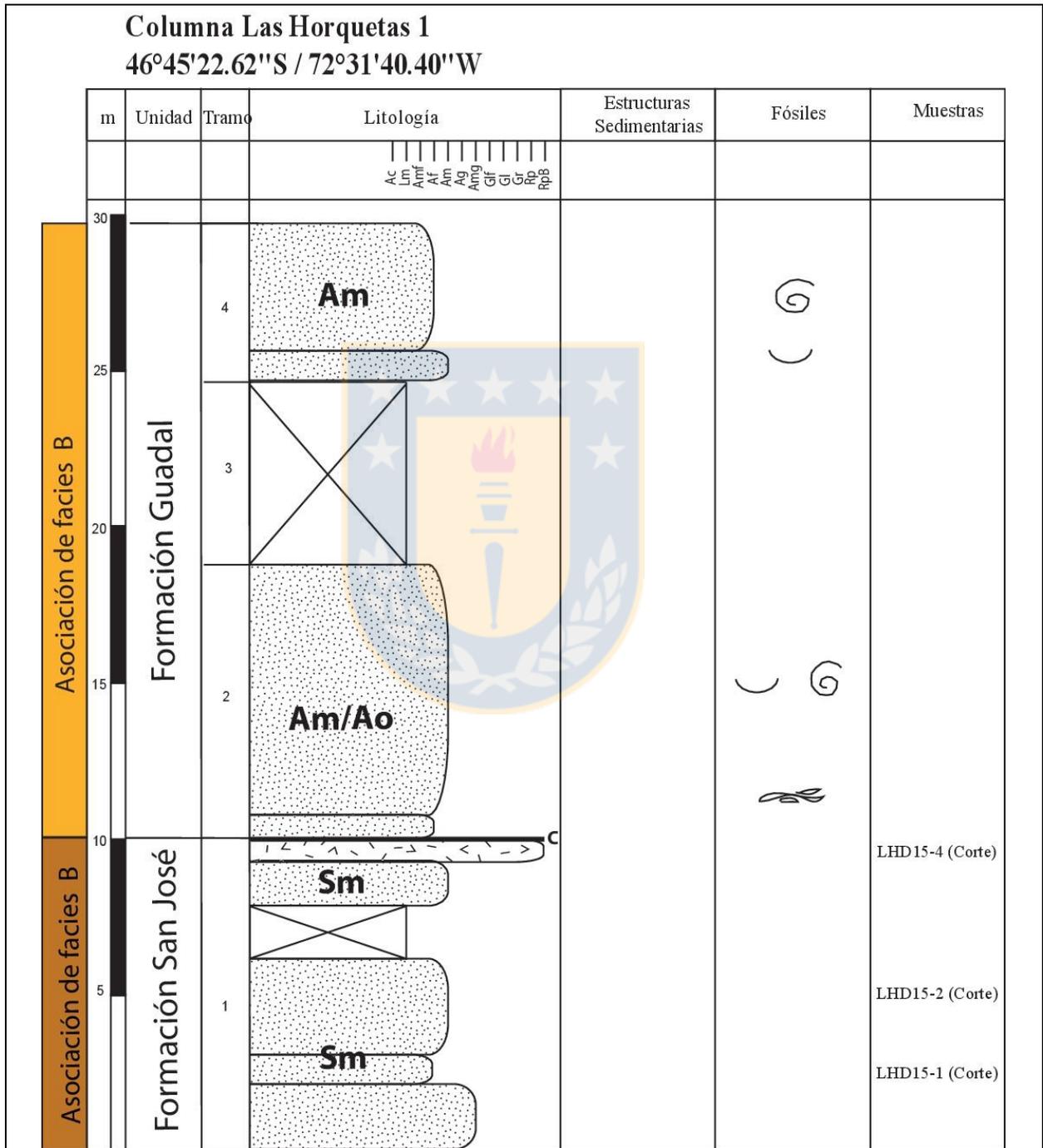


Figura A2.8 Litofacies y asociaciones de facies en Columna Las Horquetas 1.

2.7.2. Columna Las Horquetas 2

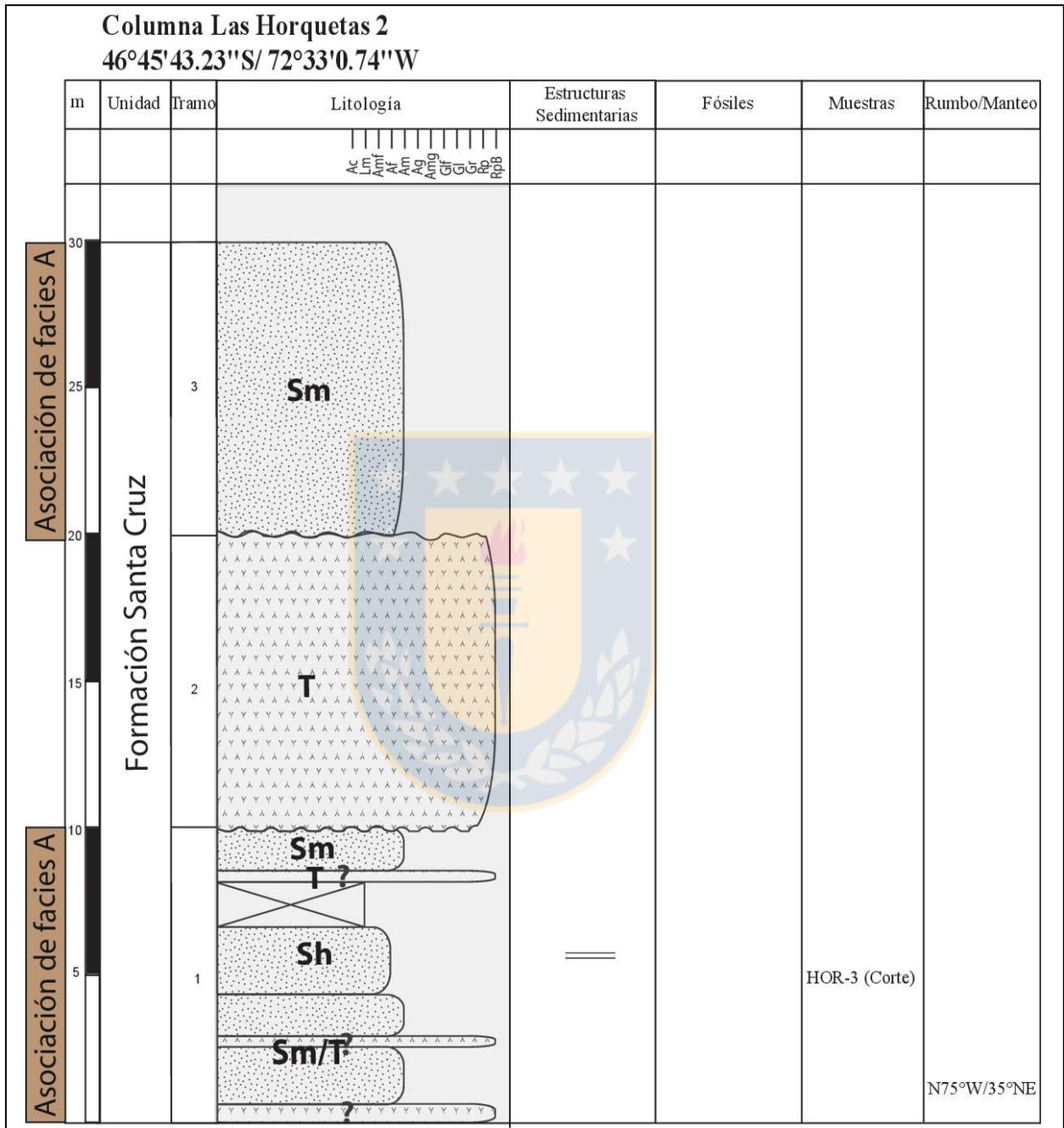


Figura A2.9 Litofacies y asociaciones de facies en Columna Las Horquetas 2.

2.8. COLUMNAS SECTOR MINA LIGORIO MÁRQUEZ

2.9. COLUMNA LIGORIO MÁRQUEZ 1

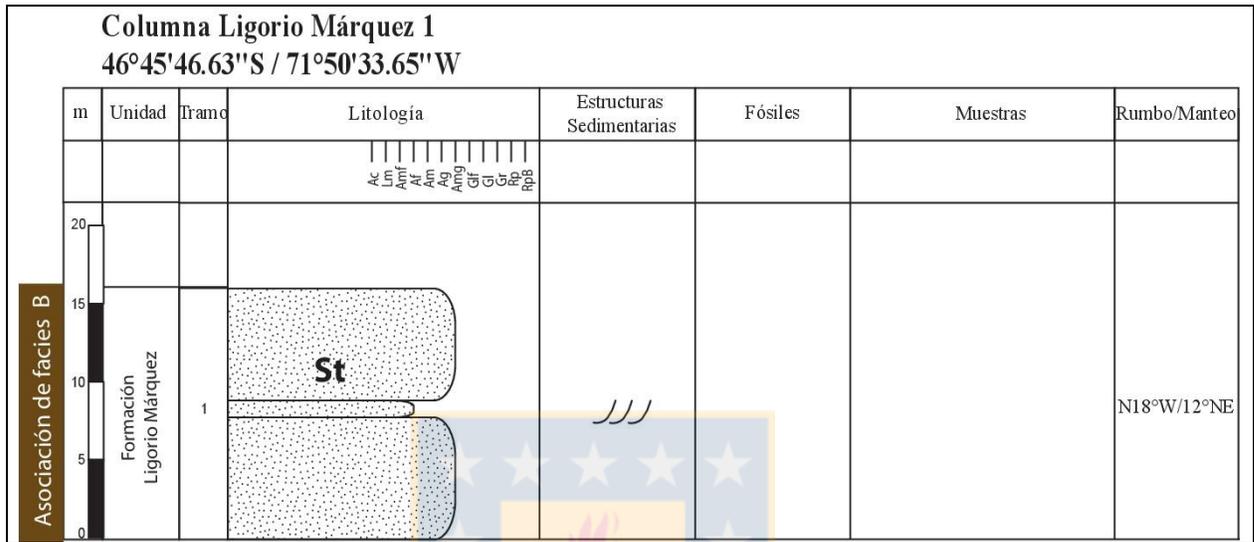


Figura A2.10 Litofacies y asociaciones de facies en Columna Ligorio Márquez 1.



2.10.COLUMNA LIGORIO MÁRQUEZ 2

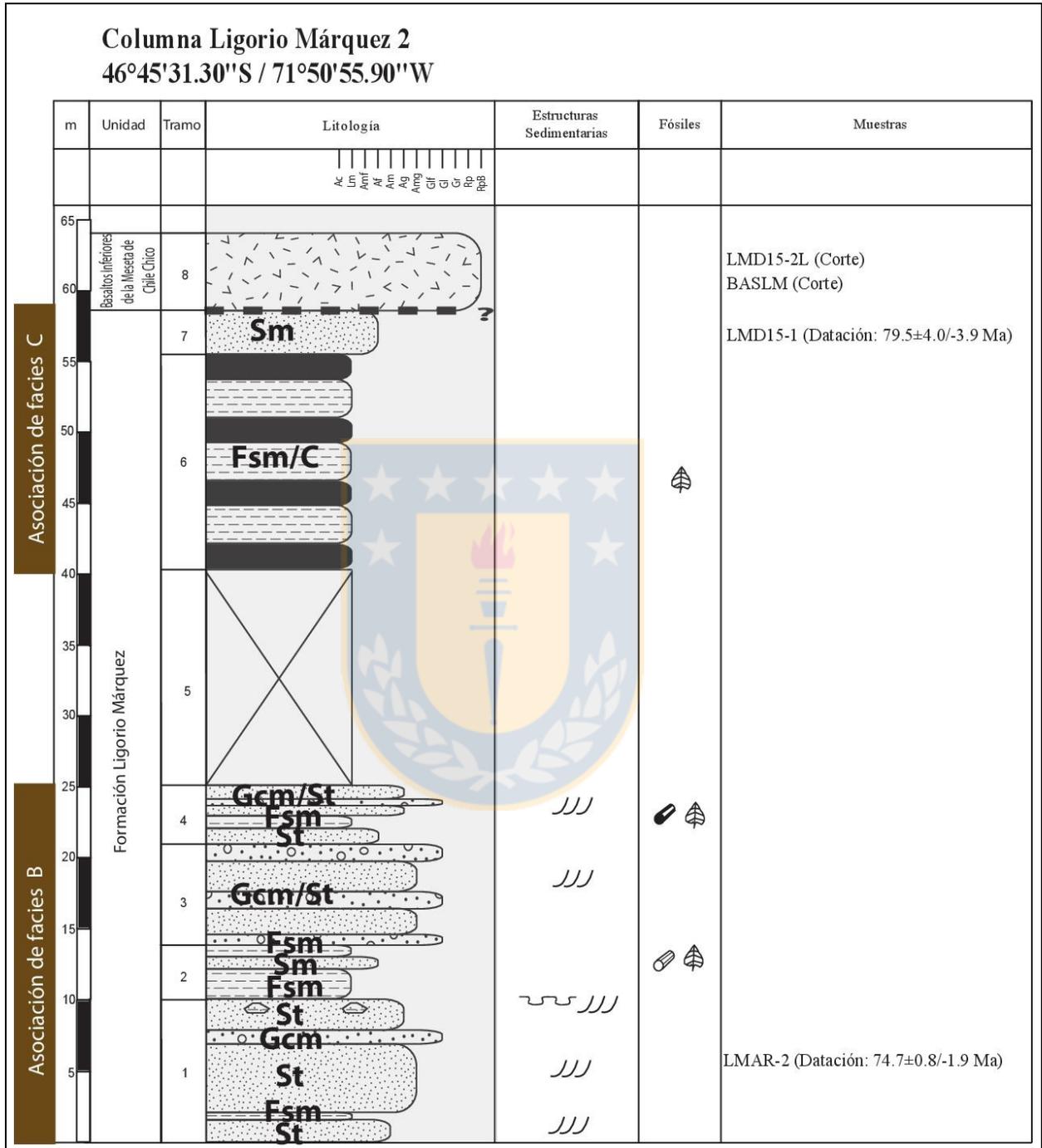


Figura A2.11 Litofacies y asociaciones de facies en Columna Ligorio Márquez 2.

ANEXO 3: CORTES TRANSPARENTES

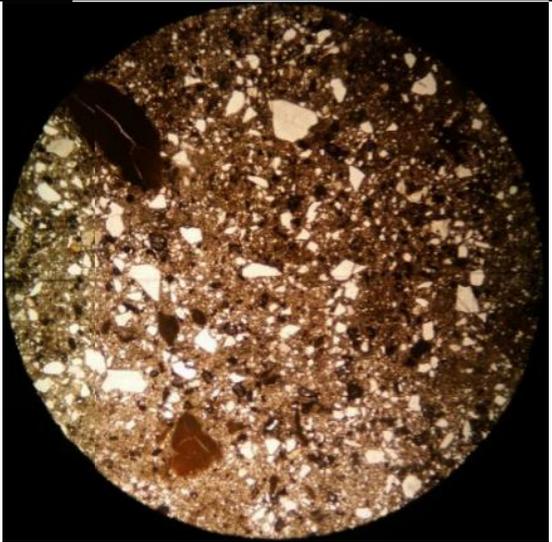
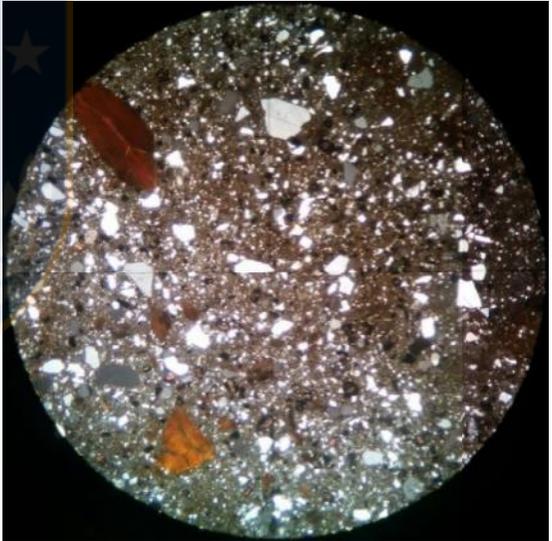
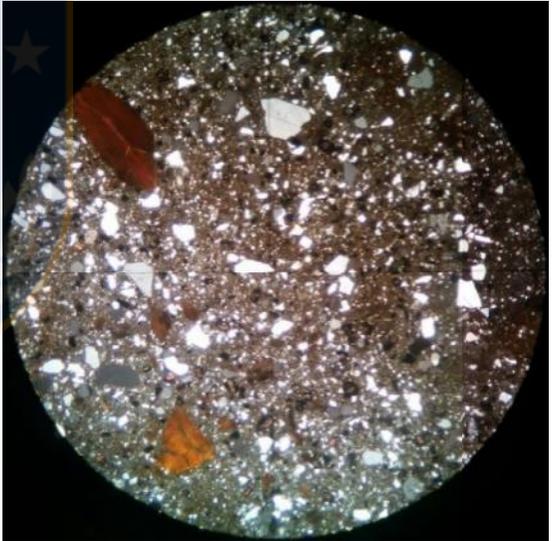
En este anexo se muestran las descripciones petrográficas de las muestras analizadas en corte transparente mediante el microscopio petrográfico.

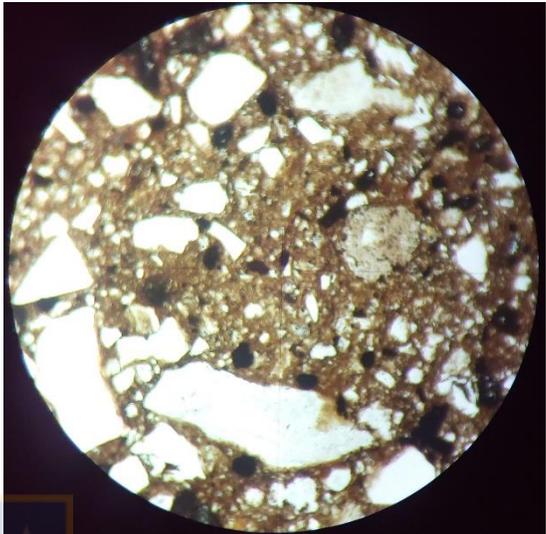
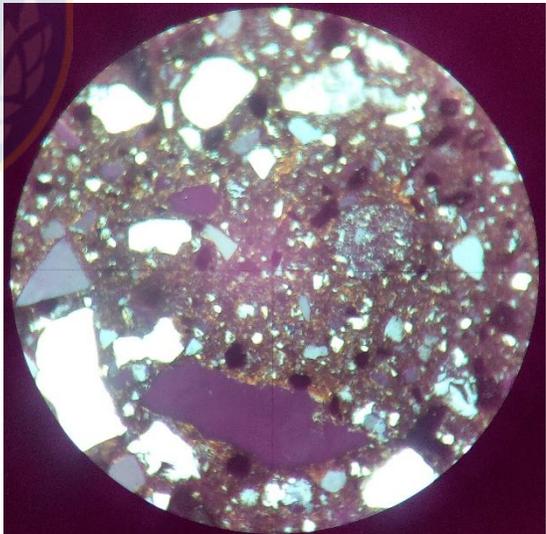
En las fichas descriptivas se muestran las características petrográficas y una microfotografía representativa.

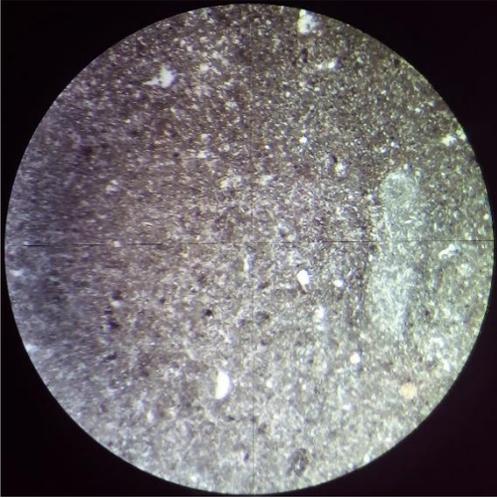
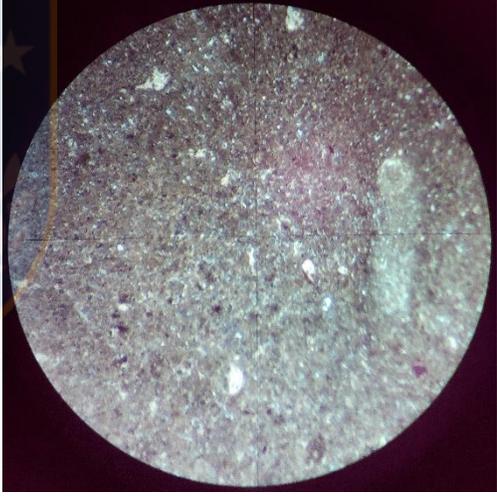
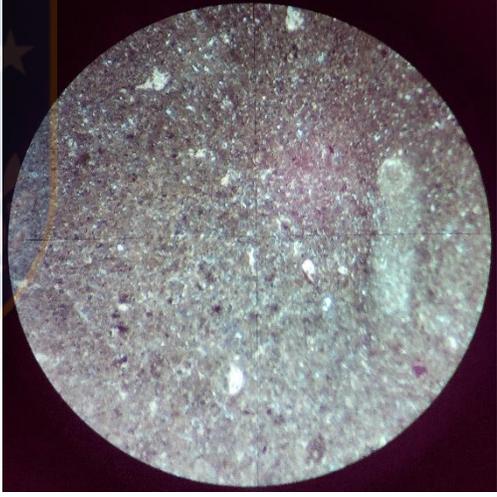
Para las rocas sedimentarias de tamaño de grano menor o igual a 2 mm (tamaño arena o limo) se utilizó la clasificación composicional de Folk (1968) y textural de Folk (1974). Para las rocas volcánicas piroclásticas la clasificación de Schmid (1981).

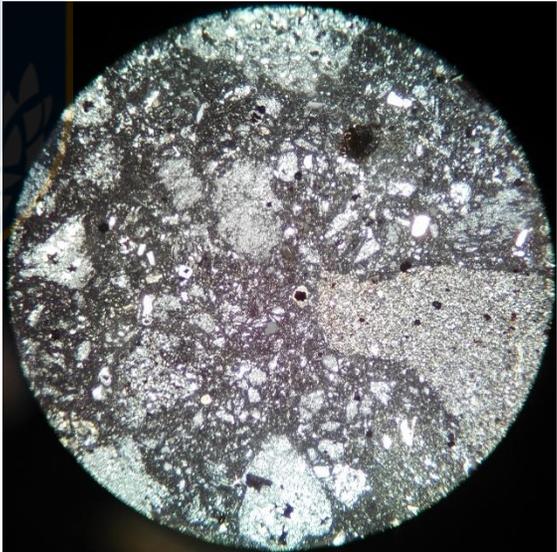


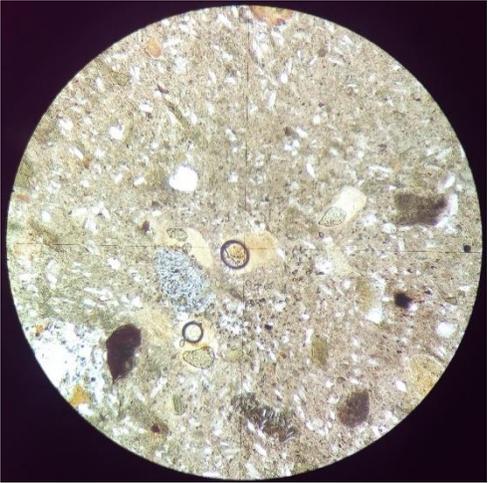
ROCAS ÍGNEAS PIROCLÁSTICAS

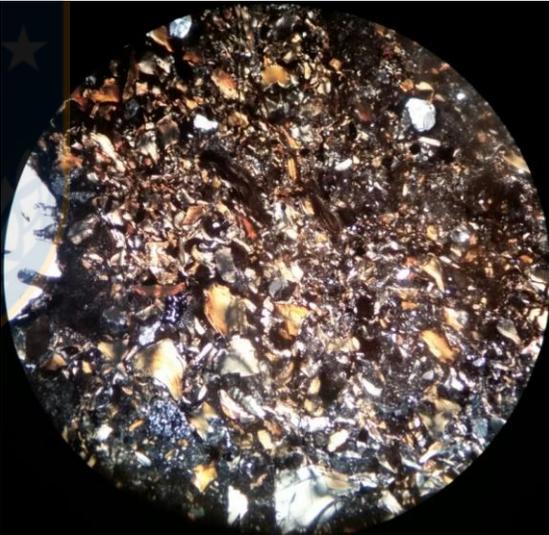
N° de Muestra:		MGUADAL 1-09			
Localidad:		Pampa Castillo			
Coordenadas		47°00'3.35"S / 72°24'45.15"W			
Clasificación:		Toba vítrea			
1) Fábrica:					
Matriz:		Vítrea			
Textura:		Fragmental			
2) Textura	Bloques o Bombas	-			
	Lapilli	-			
	Ceniza	100%			
3) Composición de Componentes fragmentales				Nicoles Paralelos	2.5 X
	%	Componentes	%		
a) Cristales	35	Cuarzo	28		
		Biotita	3		
		Epidota	2		
		Opacos	2		
b) Líticos	10	Intrusivos	-		
		Volcánicos	-		
		Sedimentarios	-		
		Metamórficos	-		
		No definido	10		
c) Vidrio	55	Esquírlas	-		
		Líticos pómez	-		
		Fiamme	-		
		Vidrio masivo	55		
5) Cemento				Nicoles Cruzados	2.5 X
		Goethítico			
6) Observaciones		Líticos alterados a goethita y hematita.			

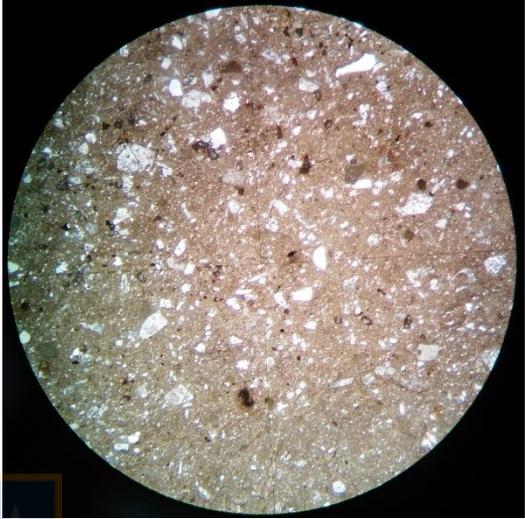
N° de Muestra:	PCA-6				
Localidad:	Pampa Castillo				
Coordenadas	47°00'3.35"S / 72°24'45.15"W				
Clasificación:	Toba Vítreo				
1) Fábrica:	Matriz soportado				
Matriz:	Vítrea				
Textura:	Fragmental				
2) Textura	Bloques	o	-		
	Bombas		-		
	Lapilli		-		
	Ceniza		100%		
3) Composición de Componentes fragmentales				Nicoles Paralelos	10 X
	%	Componentes	%		
a) Cristales	48	Plagioclasas	35		
		Cuarzo	61		
		Opacos	4		
b) Líticos	3	Intrusivos	0		
		Volcánicos	0		
		Sedimentarios	0		
		Metamórficos	0		
		No definido	100		
c) Vidrio	49	Esquirlas	-		
		Líticos pómez	2		
		Fiamme			
		Vidrio masivo	98		
				Nicoles Cruzados	10 X
5) Cemento	Sílice				
6) Observaciones	Líticos muy alterados a arcillas con minerales de plagioclasa y cloritizados, posiblemente andesita.				

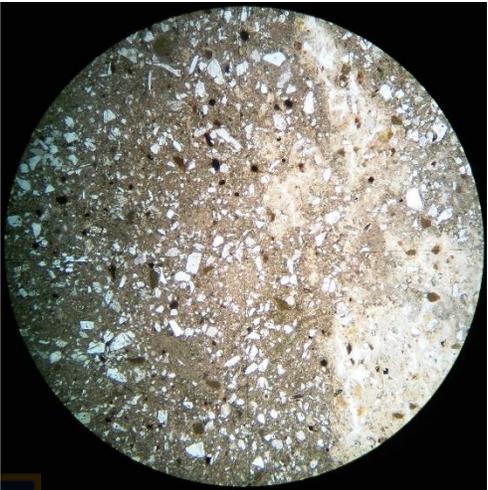
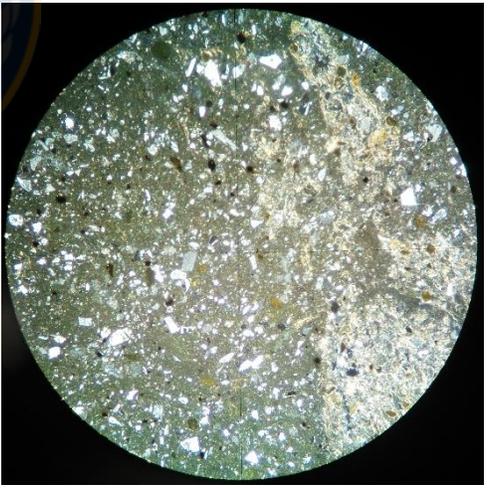
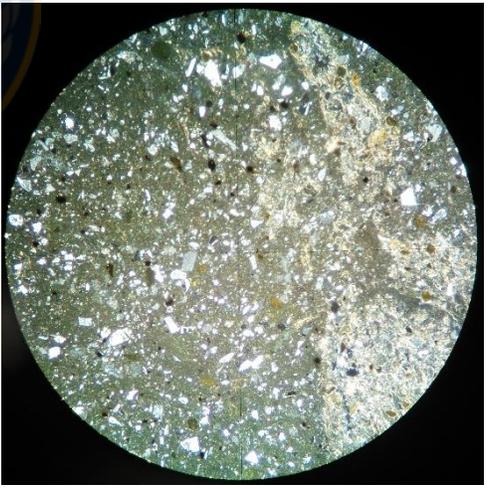
N° de Muestra:		PCA-7			
Localidad:		Pampa Castillo			
Coordenadas		46°59'50.17"S / 72°25'57.15"W			
Clasificación:		Toba Vítreo			
1) Fábrica:		Matriz soportado			
Matriz:		Vítrea			
Textura:		Fragmental			
2) Textura		Bloques	0		
		Bombas		-	
		Lapilli		-	
		Ceniza		100%	
3) Composición de Componentes fragmentales				Nicoles Paralelos	2,5 X
	%	Componentes	%		
a) Cristales	45	Plagioclasas	100		
		Cuarzo	-		
		Opacos	4		
b) Líticos	8	Intrusivos	0		
		Volcánicos	0		
		Sedimentarios	0		
		Metamórficos	0		
		No definido	100		
c) Vidrio	47	Esquirlas	-		
		Líticos pómez	2		
		Fiamme			
		Vidrio masivo	98		
				Nicoles Cruzados	2,5 X
5) Cemento		Calcáreo			
6) Observaciones		La roca fue obliterada por fluidos carbonatados. Los líticos están alterados a calcita.			

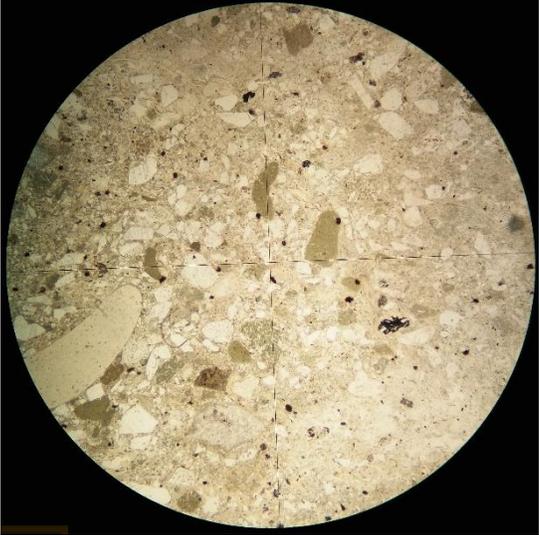
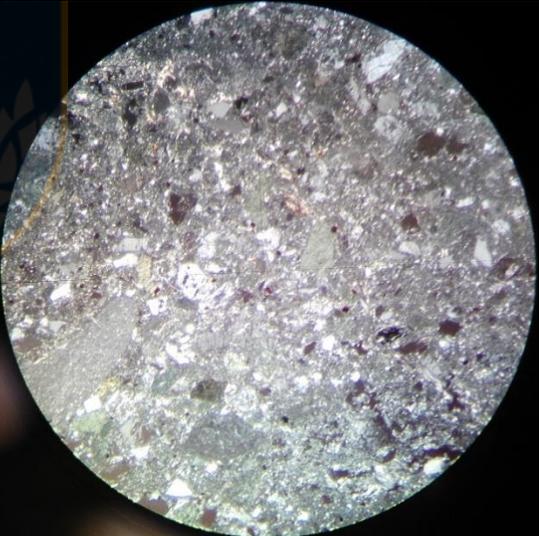
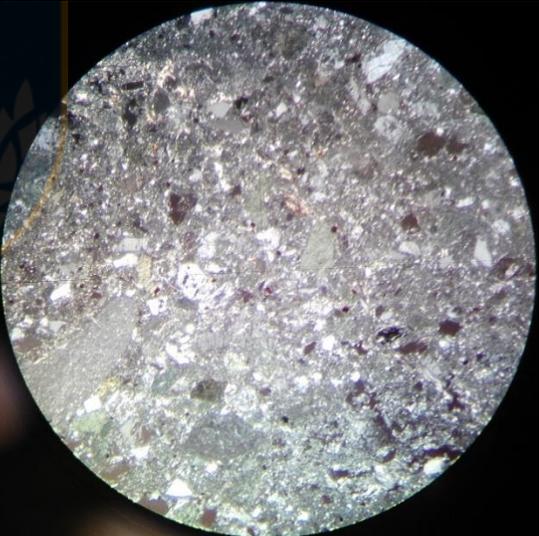
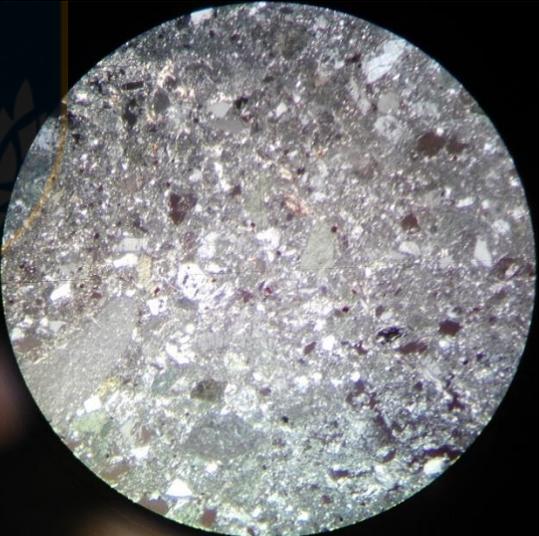
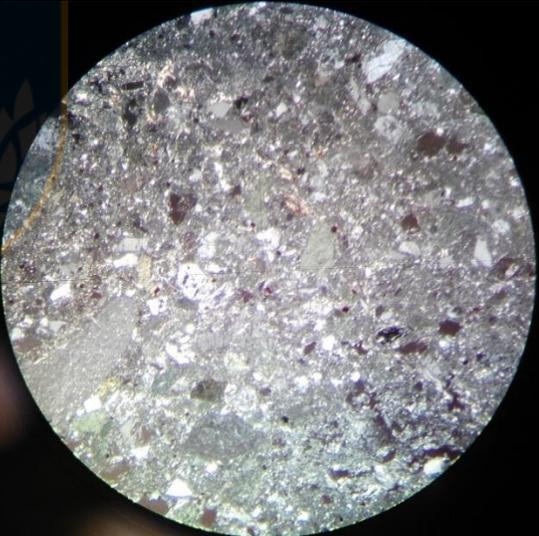
N° de Muestra: PCD15-7					
Localidad: Pampa Castillo					
Coordenadas: 46°59'57.90"S / 72°23'46.50"W					
Clasificación: Toba Vítreá					
1) Fábrica: Matriz soportado					
Matriz: Vítreá					
Textura: Fragmental					
2) Textura	Bloques			0	-
	Bombas				-
	Lapilli		-		
	Ceniza		100%		
3) Composición de Componentes fragmentales		Nicoles Paralelos	2,5 X		
	%	Componentes	%		
a) Cristales	16	Plagioclasas	1		
		Cuarzo	12		
		Opacos	2		
		Epidota	1		
b) Líticos	45	Intrusivos	0		
		Volcánicos	0		
		Sedimentarios	0		
		Metamórficos	0		
		No definido	35		
c) Vidrio	61	Esquirlas	-		
		Líticos pómez	-		
		Fiamme	-		
		Vidrio masivo	100		
5) Cemento		Sílice.			
6) Observaciones		Hay dos tipos de líticos muy alterados, uno de color verdoso probablemente de origen volcánico, y otro con cuarzo recristalizado que no deja rastro de su naturaleza original.			
		Nicoles Cruzados	2,5 X		

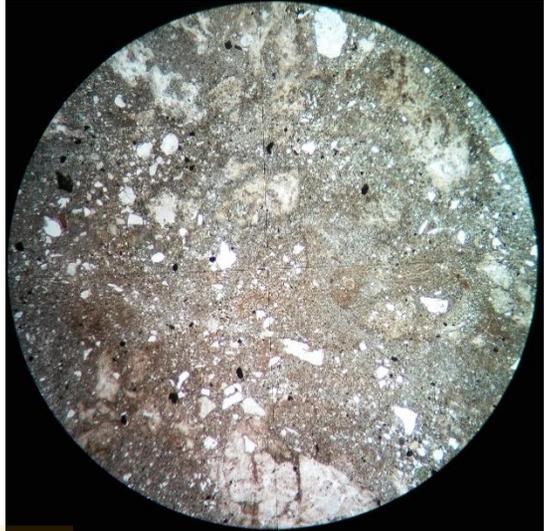
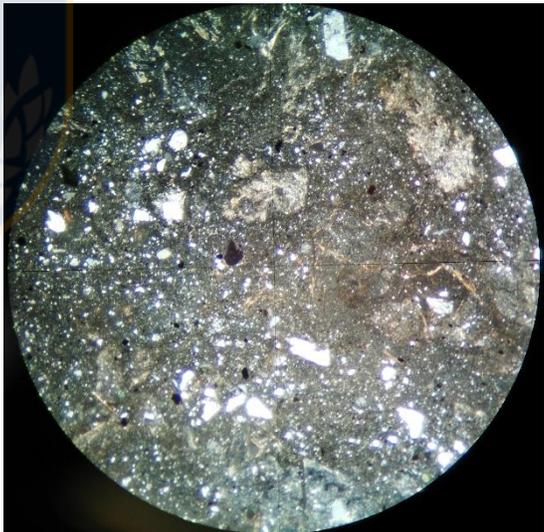
N° de Muestra: LFOS-2			
Localidad: Pampa Guadal			
Coordenadas: 46°53'36.70"S / 72°37'8.00"W			
Clasificación: Toba vítrea			
1) Fábrica: Matriz soportado Matriz: Vítreo Textura: Fragmental			
2) Textura	Bloques	0	-
	Bombas		-
	Lapilli		-
	Ceniza		100%
3) Composición de Componentes fragmentales			
		Nicoles Paralelos	10 X
	%	Componentes	%
a) Cristales	18	Plagioclasas	70
		Cuarzo	28
		Opacos	2
b) Líticos	17	Intrusivos	0
		Volcánicos	50
		Sedimentarios	0
		Metamórficos	0
		No definido	50
c) Vidrio	65	Esquirlas	-
		Líticos pómez	-
		Fiamme	-
		Vidrio masivo	100
		Nicoles Cruzados	10 X
5) Cemento		Síliceo	
6) Observaciones		En general la roca está muy alterada. Los líticos están alterados, en algunos identificándose una textura relícta de lavas, y otros totalmente alterados a clorita.	

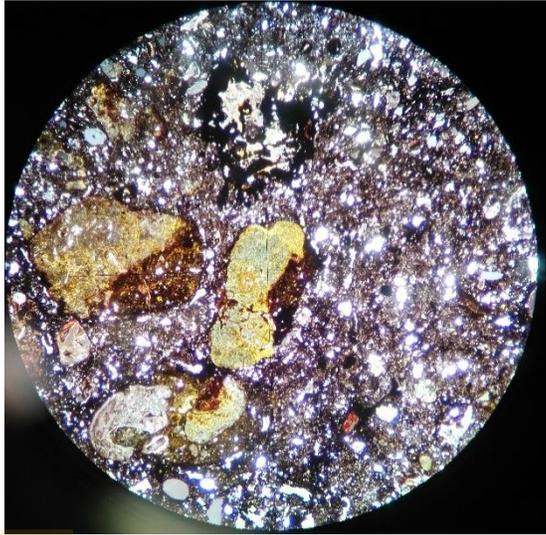
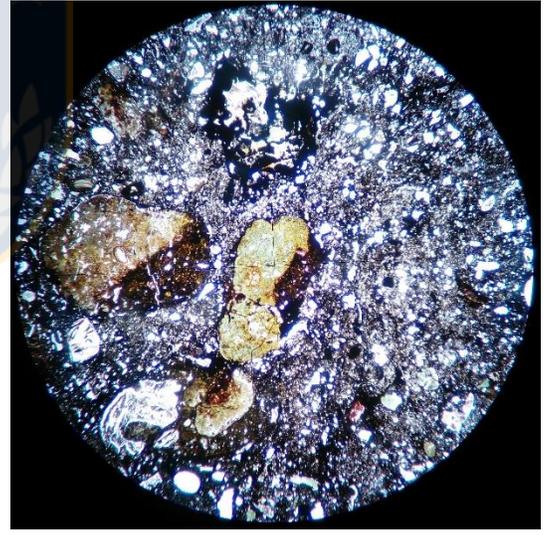
N° de Muestra:		LFOS-3			
Localidad:		Pampa Guadal			
Coordenadas		46°53'37.70"S / 72°37'5.40"W			
Clasificación:		Toba de Cristales			
1) Fábrica:		Matriz soportado			
Matriz:		Vítrea			
Textura:		Fragmental			
2) Textura	Bloques	o	-		
	Bombas		-		
	Lapilli		-		
	Ceniza		100%		
3) Composición de Componentes fragmentales				Nicoles Paralelos	2.5 X
	%	Componentes	%		
a) Cristales	68	Cuarzo	65		
		Opacos	3		
b) Líticos	4	Intrusivos	-		
		Volcánicos	3		
		Sedimentarios	-		
		Metamórficos	-		
		No definido	1		
c) Vidrio	42	Esquirlas	-		
		Líticos pómez	-		
		Fiamme	-		
		Vidrio masivo	42		
				Nicoles Cruzados	2.5 X
5) Cemento		Silíceo			
6) Observaciones		La roca está compuesta casi en su totalidad por vidrio. Los escasos líticos que hay son volcánicos y otros se recrystalizaron, por lo que no es posible saber su procedencia.			

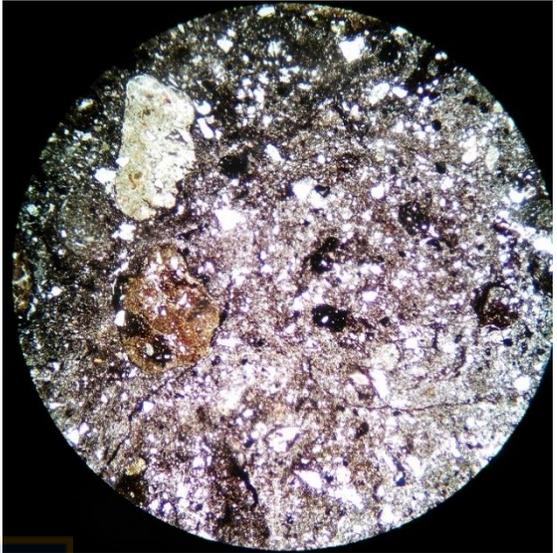
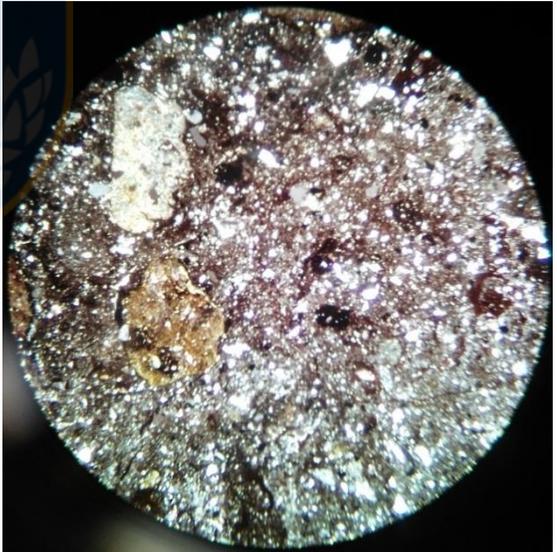
N° de Muestra:	PGD15-1			
Localidad:	Pampa Guadal			
Coordenadas	46°53'38.00"S / 72°37'5.90"W			
Clasificación:	Toba Vítreo			
1) Fábrica:	Matriz soportado			
Matriz:	Vítrea			
Textura:	Fragmental			
2) Textura	Bloques o Bombas		-	
	Lapilli		-	
	Ceniza		100%	
	3) Composición de Componentes fragmentales			Nicoles Paralelos 2,5 X
	%	Componentes	%	
a) Cristales	37	Plagioclasas	83	
		Cuarzo	15	
		Opacos	2	
b) Líticos	7	Intrusivos	0	
		Volcánicos	0	
		Sedimentarios	0	
		Metamórficos	0	
		No definido	100	
c) Vidrio	56	Esquirlas	-	
		Líticos pómez	-	
		Fiamme	-	
		Vidrio masivo	100	
			Nicoles Cruzados 2,5 X	
5) Cemento	Sílice, levemente hematítico			
6) Observaciones	Clastos con cuarzo recristalizado, no se puede determinar naturaleza.			

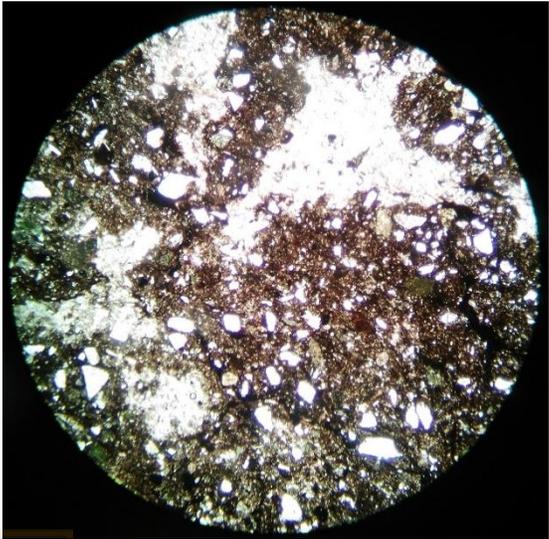
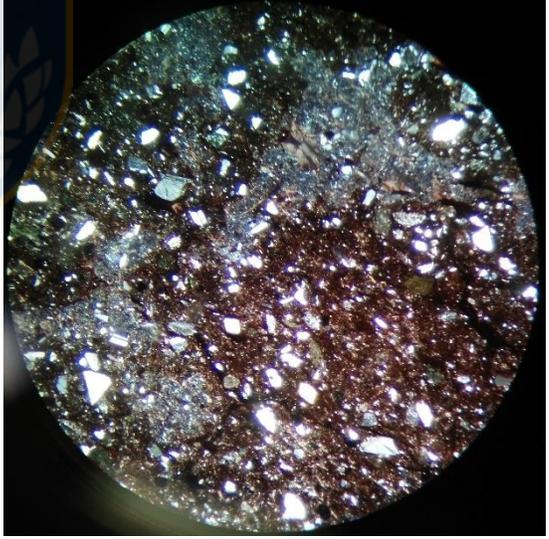
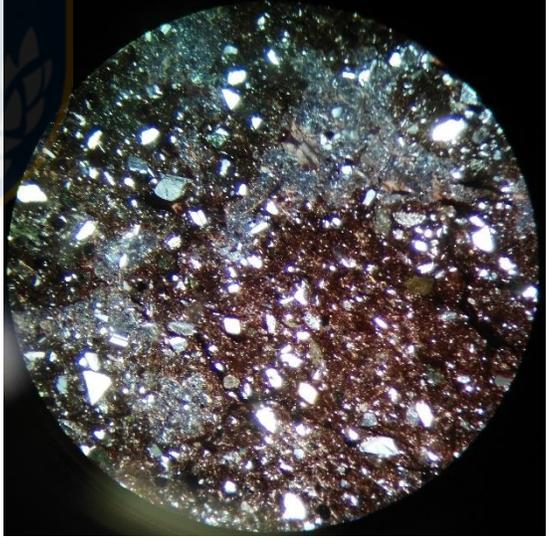
N° de Muestra:	PGD15-7L				
Localidad:	Pampa Guadal				
Coordenadas	46°53'37.70"S / 72°37'5.40"W				
Clasificación:	Toba Vítreá				
1) Fábrica:	Matriz soportado				
Matriz:	Vítrea				
Textura:	Fragmental				
2) Textura	Bloques	o	-		
	Bombas		-		
	Lapilli		-		
	Ceniza		100%		
3) Composición de Componentes fragmentales				Nicoles Paralelos	2,5 X
	%	Componentes	%		
a) Cristales	34	Plagioclasas	35		
		Cuarzo	61		
		Opacos	4		
b) Líticos	10	Intrusivos	0		
		Volcánicos	0		
		Sedimentarios	0		
		Metamórficos	0		
		No definido	100		
c) Vidrio	54	Esquirlas	-		
		Líticos pómez	-		
		Fiamme	-		
		Vidrio masivo	100		
5) Cemento				Nicoles Cruzados	2,5 X
5) Cemento				Sílice	
6) Observaciones				Líticos muy alterados a arcillas con minerales de plagioclasa y cloritizados, posiblemente andesita.	

N° de Muestra:		PGD15-8L		
Localidad:		Pampa Guadal		
Coordenadas		46°53'37.20"S / 72°37'3.30"W		
Clasificación:		Toba Vítreo		
1) Fábrica:		Matriz soportado		
Matriz:		Vítrea		
Textura:		Fragmental		
2) Textura	Bloques	0	-	
	Bombas		-	
	Lapilli		-	
	Ceniza		100%	
3) Composición de Componentes fragmentales				Nicoles Paralelos
	%	Componentes	%	2,5 X
a) Cristales	45	Plagioclasas	46	
		Cuarzo	51	
		Opacos	3	
b) Líticos	23	Intrusivos	0	
		Volcánicos	43	
		Sedimentarios	0	
		Metamórficos	0	
		No definido	57	
c) Vidrio	32	Esquirlas	-	
		Líticos pómez	-	
		Fiamme	-	
		Vidrio masivo	100	
				Nicoles Cruzados
5) Cemento		Sílice, levemente hematítico.		
6) Observaciones		Los "líticos vítreos" están cloritizados y muy fracturados concoidalmente.		

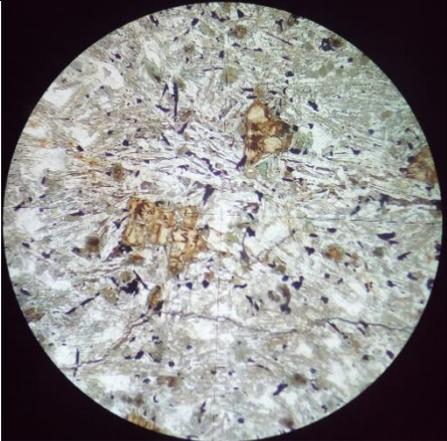
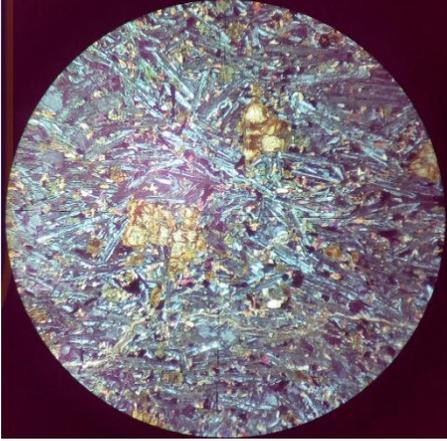
N° de Muestra: PGD15-9L					
Localidad: Pampa Guadal					
Coordenadas: 46°53'37.20"S / 72°37'3.30"W					
Clasificación: Toba Vítreá					
1) Fábrica: Matriz soportado					
Matriz: Vítreá					
Textura: Fragmental					
2) Textura	Bloques			0	-
	Bombas				-
	Lapilli		-		
	Ceniza		100%		
3) Composición de Componentes fragmentales		Nicoles Paralelos	2,5 X		
	%	Componentes	%		
a) Cristales	32	Plagioclasas	28		
		Cuarzo	52		
		Anfibol	9		
		Opacos	11		
b) Líticos	0	Intrusivos	-		
		Volcánicos	-		
		Sedimentarios	-		
		Metamórficos	-		
		No definido	-		
c) Vidrio	78	Esquirlas	-		
		Líticos pómez	45		
		Fiamme			
		Vidrio masivo	55		
5) Cemento		Síliceo, levemente hematítico			
6) Observaciones		Matriz desvitrificada. Los fragmentos pumíceos son grandes.			

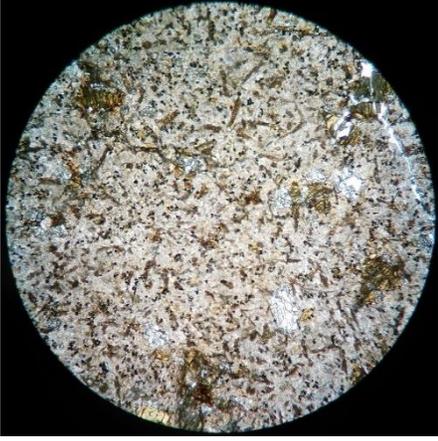
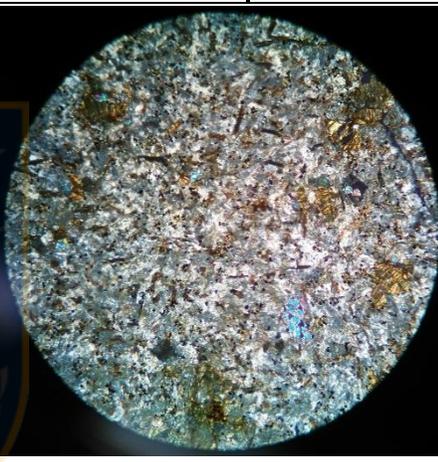
N° de Muestra: PGD15-12L					
Localidad: Pampa Guadal					
Coordenadas: 46°53'36.60"S / 72°37'0.10"W					
Clasificación: Toba Vítreo					
1) Fábrica: Matriz soportado					
Matriz: Vítreo					
Textura: Fragmental					
2) Textura	Bloques			o	-
	Bombas				-
	Lapilli		-		
	Ceniza		100%		
3) Composición de Componentes fragmentales					
		Nicoles Paralelos	2,5 X		
	%	Componentes	%		
a) Cristales	15	Plagioclasas	20		
		Cuarzo	74		
		Opacos	6		
b) Líticos	42	Intrusivos	0		
		Volcánicos	100		
		Sedimentarios	0		
		Metamórficos	0		
		No definido	0		
c) Vidrio	43	Esquirlas	-		
		Líticos pómez	-		
		Fiamme	-		
		Vidrio masivo	100		
		Nicoles Cruzados	2,5 X		
5) Cemento		Síliceo			
6) Observaciones		Roca alterada a óxidos de hierro del cual adopta un fuerte color café oscuro.			

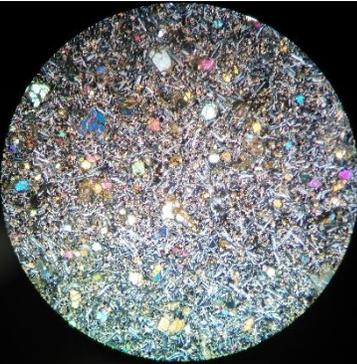
N° de Muestra: PGD15-13L					
Localidad: Pampa Guadal					
Coordenadas: 46°53'36.60"S / 72°37'0.10"W					
Clasificación: Toba Lítica					
1) Fábrica: Matriz soportado					
Matriz: Vítreo					
Textura: Fragmental					
2) Textura	Bloques			0	-
	Bombas				-
	Lapilli				-
	Ceniza		100%		
3) Composición de Componentes fragmentales					
		Nicoles Paralelos	2,5 X		
	%	Componentes	%		
a) Cristales	25	Plagioclasas	30		
		Cuarzo	60		
		Biotita	10		
		Clorita	10		
		Opacos	13		
b) Líticos	30	Intrusivos	-		
		Volcánicos	100		
		Sedimentarios	-		
		Metamórficos	-		
		No definido	-		
c) Vidrio	45	Esquirlas	-		
		Líticos pómez	-		
		Fiamme	-		
		Vidrio masivo	100		
		Nicoles Cruzados	2,5 X		
5) Cemento		Síliceo.			
6) Observaciones		Clastos volcánicos no reconocibles, muy alterados. Roca color café rojiza por alteración a óxidos de hierro.			

N° de Muestra: PGD15-14L					
Localidad: Pampa Guadal					
Coordenadas: 46°53'36.60"S / 72°37'0.10"W					
Clasificación: Toba Vítreo					
1) Fábrica: Matriz soportado					
Matriz: Vítreo					
Textura: Fragmental					
2) Textura	Bloques			0	-
	Bombas				-
	Lapilli				-
	Ceniza		100%		
3) Composición de Componentes fragmentales		Nicoles Paralelos		2,5 X	
	%	Componentes	%		
a) Cristales	25	Plagioclasas	52		
		Cuarzo	48		
		Biotita	10		
		Clorita	10		
		Opacos	13		
b) Líticos	30	Intrusivos	-		
		Volcánicos	100		
		Sedimentarios	-		
		Metamórficos	-		
		No definido	-		
c) Vidrio	45	Esquirlas	-		
		Líticos pómez	-		
		Fiamme	-		
		Vidrio masivo	100		
5) Cemento		Sílice.			
6) Observaciones		Clastos volcánicos no reconocibles, muy alterados. Color rojizo por óxidos de hierro debido a la meteorización.			

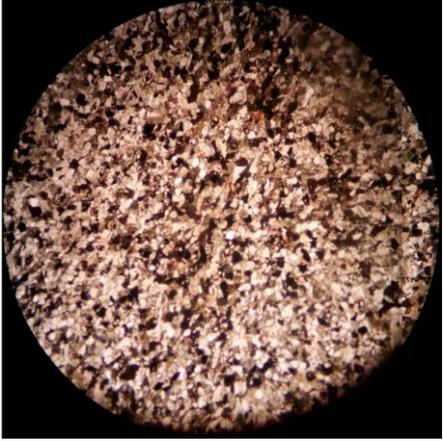
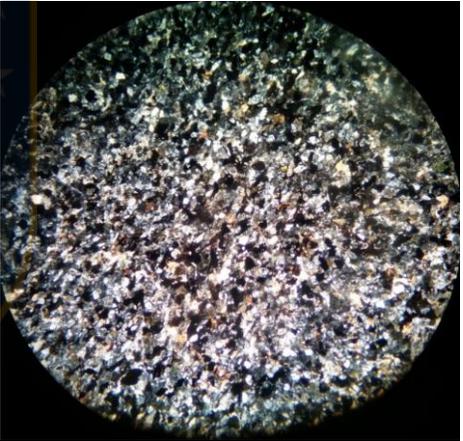
ROCAS ÍGNEAS VOLCÁNICAS

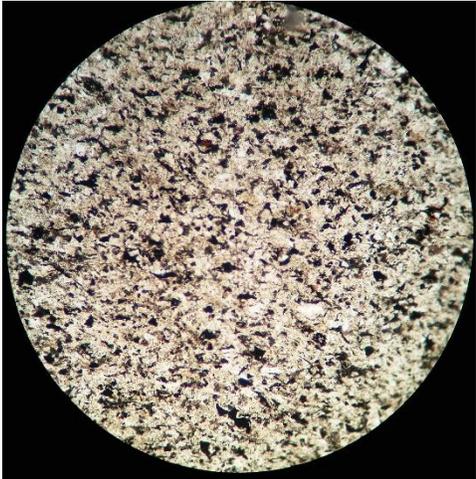
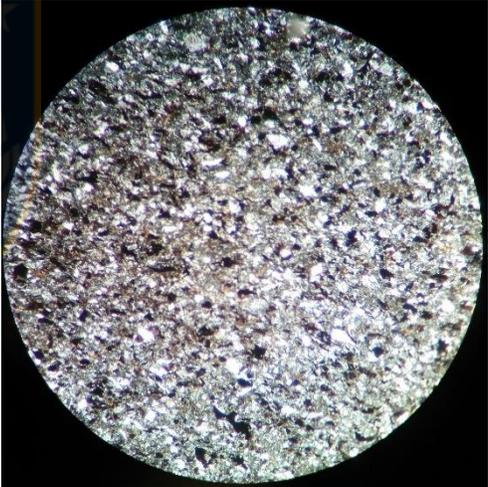
N° de Muestra	BASLM			
Coordenadas:	46°45'32.10"S/71°50'46.20"W			
				
Localidad:	Mina Ligorio Márquez	Nicoles paralelos	2,5 X	
Clasificación	Basalto de olivino y clinopiroxeno			
				
Textura	Traquitoidal		Nicoles cruzados	2,5 X
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Fenocristales				
Olivino	15	Bowlingita	0.2-3	Subhedral
Masa fundamental				
Plagioclasa	59	Sericita	0.2-1	Euhedral a subhedral
Clinopiroxeno	22	-	<0.2	Euhedral
Opacos	4	-	0.2	Subhedrales a anhedrales
OBSERVACIONES: la textura predominante de la roca es traquitoidal. El olivino esta alterado a bowlingita.				

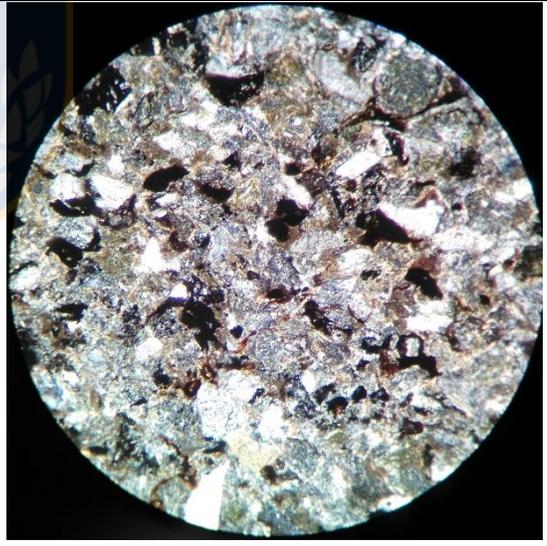
N° de Muestra	LHD15-4L			
Coordenadas:	46°45'32.30"S/ 72°32'8.70"W			
Localidad:	Las Horquetas	Nicoles paralelos	2,5 X	
Clasificación	Andesita de anfíbol			
Textura	Intergranular	Nicoles cruzados	2,5 X	
Composición	%	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Fenocristales				
Plagioclasa	-	-	-	
Clinopiroxenos	5	-	0,13	
Opacos	4	-	0,025	
Anfibol	4	-	0,13	
Masa fundamental				
Plagioclasa	2	Sericita y arcillas	<0,025	
Anfibol	5	-	<0,025	
OBSERVACIONES: En general las plagioclasas fueron selectivamente alteradas. Los otros minerales conservan sus características.				

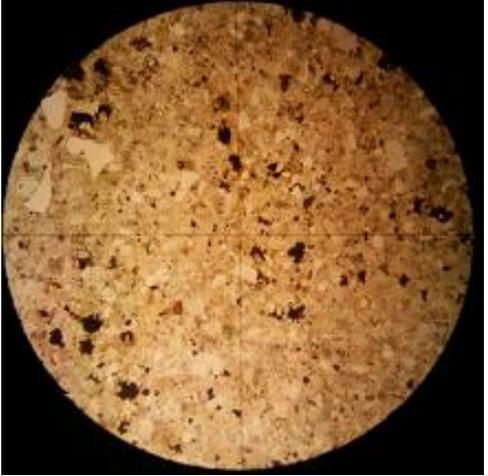
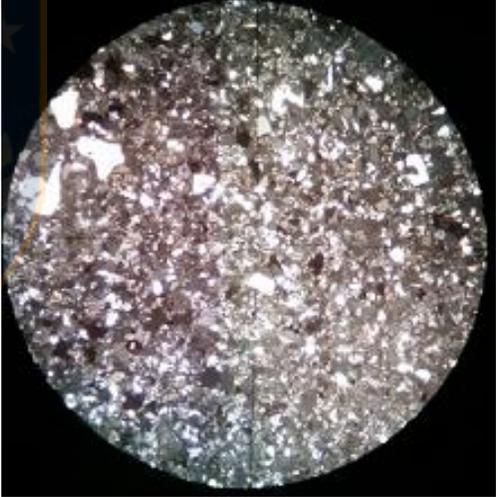
N° de Muestra	LMD15-2L			
Coordenadas:	46°45'32.10"S/ 71°50'46.20"W			
Localidad:	Mina Ligorio Márquez			
			Nicoles Paralelos	2,5 X
Clasificación	Basalto de olivino y ortopiroxeno			
Textura	Intergranular			
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Fenocristales				
Plagioclasa	5	-	0,02	Euhedral
Ortopiroxenos	1	-	0,02	Euhedral
Opacos	4	-	0,01	Anhedral
Olivino	8	Bowlingita	0,02-0.1	Euhedral
Masa fundamental				
Plagioclasa	3	-	<0,02	Euhedral
Ortopiroxeno	9	-	<0,02	Euhedral
OBSERVACIONES: En la masa fundamental hay plagioclasas y ortopiroxenos, entre los cuales crecen cristales de olivino.				

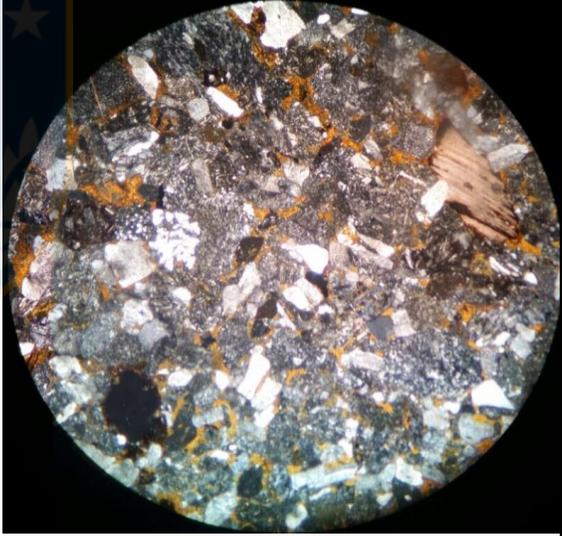
ROCAS SEDIMENTARIAS

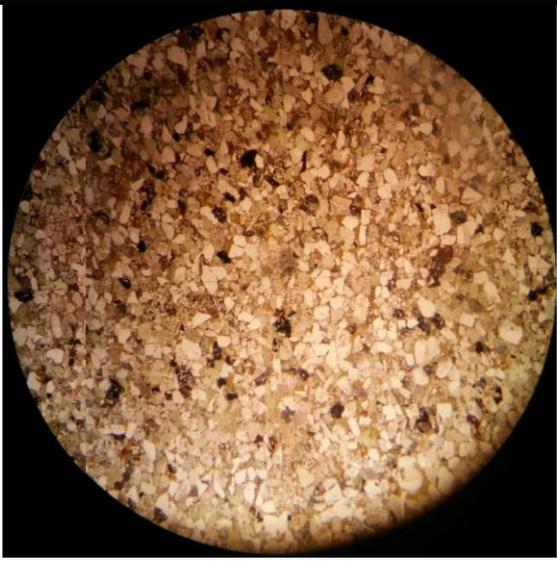
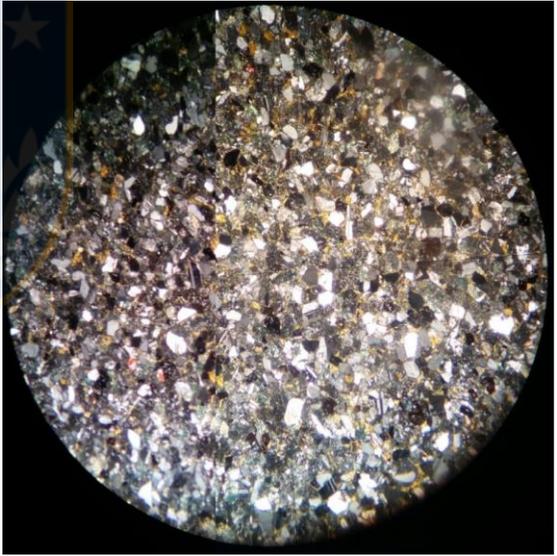
N° de Muestra:		HOR-3		
Localidad:		Las Horquetas		
Coordenadas:		46°45'43.23"S/ 72°33'0.74"W		
Tipo de Roca:		Siliciclástica		
Clasificación:		Arenisca (Folk, 1974)		
		Arenisca Arcosa (Folk, 1968)		
Para Detríticas:				
1) Fábrica:		Clasto-soportado		
2) Selección:		Moderada		
3) Textura (%)		Granos:	75	
		Matriz:	5	
		Cemento:	13	
		Nicoles Paralelos		2.5 X
4) Tamaño, Forma y Esfericidad de los Granos				
Tamaño (mm)	0.2	Redondez:	Subangular a subredondeado.	
Moda (mm)	0.2	Esfericidad:	Prismoidal a Subprismoidal	
5) Composición de Granos				
a) Terrígenos		b) Líticos		
Cuarzo	5	Intrusivos	-	
Clorita	4	Volcánicos	5	
Feldespatos	60	Sedimentarios	-	
Anfibol	18	Metamórficos	-	
Opacos	8	Indeterminado	-	
6) Madurez Textural: Inmadura				
7) Tipo de Contacto entre granos: Flotante, puntual y localmente tangente.				
8) Cemento		Arcilloso a hematítico, localmente clorítico.		
9) Observaciones		Matriz arcillosa. Las plagioclasas y feldespatos potásicos están alteradas a sericita y arcillas, mientras que los anfíboles a clorita y oxihorblenda. Dentro de los líticos se pudieron identificar algunos de origen volcánico (andesitas). Los otros no son reconocibles, pero su color es oscuro y están alterados a arcillas. Hay presencia de circones y apatitos.		

N° de Muestra:	LHD15-1L			
Localidad:	Las Horquetas			
Coordenadas:	46°45'32.30"S / 72°32'8.70"W			
Tipo de Roca:	Siliciclástica			
Clasificación:	Arenisca (Folk, 1974) Arenisca cuarcífera (Folk, 1968)			
Para Detríticas:				
1) Fábrica:	Matriz-soportado		Nicoles Paralelos	10 X
2) Selección:	Moderada			
3) Textura (%)	Granos:	73		
	Matriz:	27		
	Cemento:	0		
4) Tamaño, Forma y Esfericidad de los Granos				
Tamaño (mm)	<0.1 mm	Redondez:	Angular a subangular.	a
Moda (mm)	<0.1 mm	Esfericidad:	Prismoidal a Subprismoidal	a
5) Composición de Granos				
a) Terrígenos		b) Líticos		
Cuarzo	58	Intrusivos	-	
Feld. K	0	Volcánicos	-	
Plagioclasa	35	Sedimentarios	-	
Opacos	4	Metamórficos	-	
Sericita	3	Indeterminado	3	Nicoles Cruzados 10 X
6) Madurez Textural:	Inmadura			
7) Tipo de Contacto entre granos:	Flotante a puntual			
8) Cemento	-			
9) Observaciones	Escasos líticos muy alterados. Matriz arcillosa con sericita.			

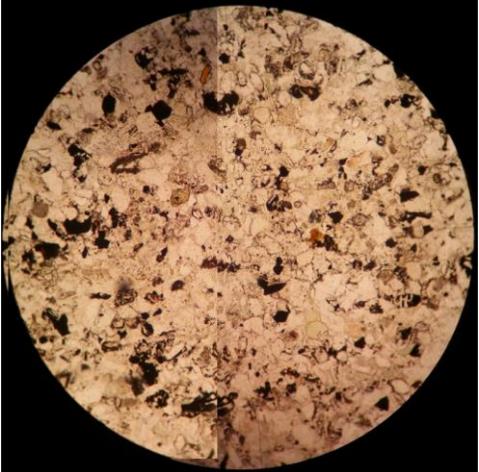
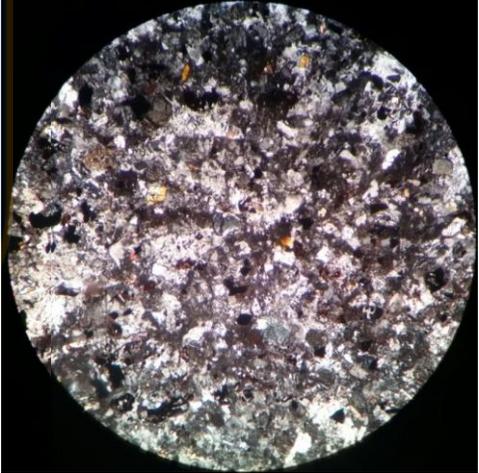
N° de Muestra:		LHD15-2L			
Localidad:		Las Horquetas			
Coordenadas:		46°45'32.30"S / 72°32'8.70"W			
Tipo de Roca:		Siliciclástica			
Clasificación:		Arenisca (Folk, 1974)			
		Arenisca Arcosa (Folk, 1968)			
Para Detríticas:					
1) Fábrica:		Grano-soportado			
2) Selección:		Moderada			
3) Textura (%)	Granos:	48			
	Matriz:	42			
	Cemento:	10			
4) Tamaño, Forma y Esfericidad de los Granos					Nicoles Paralelos
Tamaño (mm)	0,08-0,145	Redondez:	Subangular a subredondeado		10 X
Moda (mm)	0,1	Esfericidad:	Prismoidal a subprismoidal		
5) Composición de Granos					
a) Terrígenos		b) Líticos			
Cuarzo	8	Intrusivos	-		
Feld. K	0	Volcánicos	10		
Plagioclasa	75	Sedimentarios	-		
Opacos	3	Metamórficos	-		
Clorita	4				
6) Madurez Textural: Inmaduro				Nicoles cruzados	
7) Tipo de Contacto entre granos: Tangente				10 X	
8) Cemento		Sericitico (¿?)			
9) Observaciones		Plagioclasas con moderada a pervasiva alteración a sericita			

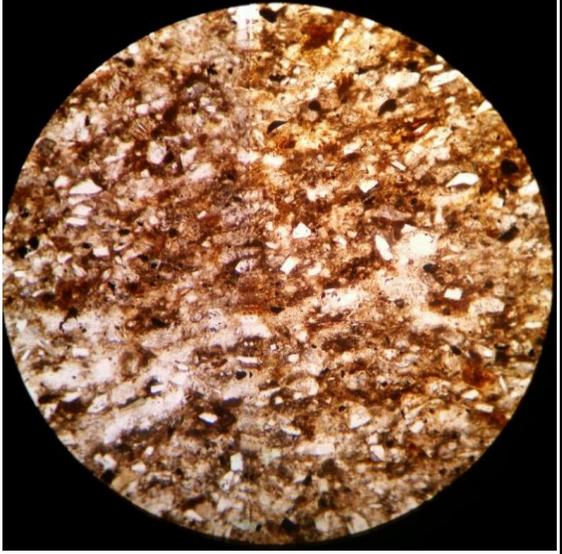
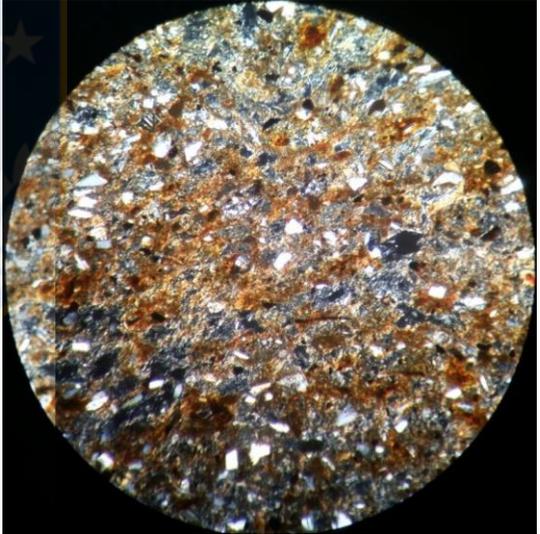
N° de Muestra:		LMAR-2			
Localidad:		Mina Ligorio Márquez			
Coordenadas:		46°45'31.30"S / 71°50'55.90"W			
Tipo de Roca:		Epiclástica			
Clasificación:		Arenisca (Folk, 1974)			
		Arenisca tobácea			
Para Detríticas:					
1) Fábrica:		Clasto-soportado		Nicoles Paralelos	
2) Selección:		Moderada		10 X	
3) Textura (%)	Granos:	79			
	Matriz:	14			
	Cemento:	7			
4) Tamaño, Forma y Esfericidad de los Granos					
Tamaño (mm)		Redondez:			
Moda (mm)		Esfericidad:			
5) Composición de Granos					
a) Terrígenos		b) Líticos			
Cuarzo	22	Intrusivos	-		
Feld. K	-	Volcánicos	-		
Plagioclasa	-	Sedimentarios	-		
Opacos	1	Metamórficos	-		
Clorita	2	Indeterminado	25		
				Nicoles Cruzados	
				10 X	
6) Madurez Textural: Inmadura					
7) Tipo de Contacto entre granos: Tangente					
8) Cemento		Silíceo			
9) Observaciones		Líticos totalmente alterados, algunos con cuarzo recristalizado.			

N° de Muestra:		PCA-2		
Localidad:		Pampa Castillo		
Coordenadas:		47°00'4.24"S / 72°25'0.04"W		
Tipo de Roca:		Siliciclástica		
Clasificación:		Arenisca (Folk, 1974) Arenisca lítica (Folk, 1968)		
Para Detríticas:				
1) Fábrica:		Clasto-soportado		Nicoles Paralelos
2) Selección:		Moderada		2.5 X
3) Textura:		Granos:	78%	
		Matriz:	10%	
		Cemento:	12%	
4) Tamaño, Forma y Esfericidad de los Granos				
Tamaño (mm)	0.1-0.5	Redondez:	Subangulares a subredondeados	
Moda (mm)	0.3	Esfericidad:	Subprismoidal	
5) Composición de Granos				
a) Terrígenos		b) Líticos		
Cuarzo	10	Intrusivos	-	
Feld. K	5	Volcánicos	18	
Plagioclasa	15	Sedimentarios	43	
Opacos	2	Metamórficos	-	
Sericita	1	Indeterminado	3	
Goethita	3			Nicoles Cruzados
6) Madurez Textural:		Inmadura		2.5 X
7) Tipo de Contacto entre granos:				
Flotante a puntual				
8) Cemento		Goethita		
9) Observaciones		Plagioclasas, feldespatos y rocas sedimentarias alteradas a sericita pervasiva, espículas de equinodermos.		

N° de Muestra:		PCA-3			
Localidad:		Pampa Castillo			
Coordenadas:		47°00'4.24"S / 72°25'0.04"W			
Tipo de Roca:		Siliciclástica			
Clasificación:		Arenisca (Folk, 1974) Litarenita feldespática (Folk, 1968)			
Para Detríticas:					
1) Fábrica:		Matriz-soportado		Nicoles Paralelos	
2) Selección:		Moderada		2,5 X	
3) Textura (%)	Granos:	90			
	Matriz:	0			
	Cemento:	10			
4) Tamaño, Forma y Esfericidad de los Granos					
Tamaño (mm)	0.5 mm	Redondez:	Subangular a redondeado.		
Moda (mm)	0.5 mm	Esfericidad:	Subprismoidal a esférico		
5) Composición de Granos					
a) Terrígenos		b) Líticos			
Cuarzo	24	Intrusivos	-		
Plagioclasa	35	Volcánicos	13		
Opacos	1	Sedimentarios	14		
Calcita	1	Metamórficos	-		
Clorita	9	Indeterminado	-		
Goethita	3			Nicoles Cruzados	
6) Madurez Textural:		Submadura a madura		2,5 X	
7) Tipo de Contacto entre granos:					
Puntual					
8) Cemento		Goethita			
9) Observaciones					

N° de Muestra:		PCA-4			
Localidad:		Pampa Castillo			
Coordenadas:		47°00'4.24"S / 72°25'0.04"W			
Tipo de Roca:		Siliciclástica			
Clasificación:		Arenisca (Folk, 1974)			
		Arenisca lítica - arcosa (Folk, 1968)			
Para Detríticas:					
1) Fábrica:		Matriz-soportado		Nicoles Paralelos	2.5 X
2) Selección:		Moderada			
3) Textura (%)	Granos:	73			
	Matriz:	27			
	Cemento:	0			
4) Tamaño, Forma y Esfericidad de los Granos					
Tamaño (mm)	0.1-0.5	Redondez:	Angular a subangular.		
Moda (mm)	0.3	Esfericidad:	Prismoidal a Subprismoidal		
5) Composición de Granos					
a) Terrígenos			b) Líticos		
Cuarzo	23	Intrusivos	-		
Feld. K	1	Volcánicos	13		
Plagioclasa	11	Sedimentarios	35		
Clorita	4	Metamórficos	-		
Calcita	6	Indeterminado	3		
Opacos	2				
Sericita	1				
Goethita	2				
6) Madurez Textural: Inmadura				Nicoles Cruzados	2.5 X
7) Tipo de Contacto entre granos: Flotante a puntual					
8) Cemento		Goethita			
9) Observaciones		Hay microfósiles marinos (espículas de equinodermos y fragmentos de conchas de bivalvos).			

N° de Muestra:		PCA-8			
Localidad:		Pampa Castillo			
Coordenadas:		46°59'50.17"S / 72°25'57.15"W			
Tipo de Roca:		Siliciclástica			
Clasificación:		Arenisca (Folk, 1974) Arenisca Arcosa (Folk, 1968)			
Para Detríticas:					
1) Fábrica:		Matriz-soportado		Nicoles Paralelos	
2) Selección:		Moderada		10 X	
3) Textura (%)	Granos:	88			
	Matriz:	3			
	Cemento:	9			
4) Tamaño, Forma y Esfericidad de los Granos					
Tamaño (mm)	<0.2	Redondez:	Subangular a subredondeado		
Moda (mm)	<0.1	Esfericidad:	Subprismoidal		
5) Composición de Granos					
a) Terrígenos		b) Líticos			
Cuarzo	2	Intrusivos	-		
Feldespatos	70	Volcánicos	8		
Anfibol	4	Sedimentarios	-		
Opacos	3	Metamórficos	-		
Clorita	5	Indeterminado	-		
Epidota	8			Nicoles Cruzados	
6) Madurez Textural: Inmadura				10 X	
7) Tipo de Contacto entre granos: Flotante a puntual					
8) Cemento		Feldespático			
9) Observaciones		Escasos líticos muy alterados. Matriz arcillosa con sericita. Epidota es zoisita. Anfibol alterado a clorita			

N° de Muestra:		QHON-2					
Localidad:		Quebrada Honda					
Coordenadas:		46°41'55.19"S / 71°44'15.82"W					
Tipo de Roca:		Siliciclástica					
Clasificación:		Limolita (Folk, 1974)					
		Limolita Arcosa (Folk, 1968)					
Para Detríticas:							
1) Fábrica:		Matriz-soportado		Nicoles Paralelos			
2) Selección:		Moderada		10X			
3) Textura (%)	Granos:		55				
	Matriz:		45				
	Cemento:		0				
4) Tamaño, Forma y Esfericidad de los Granos							
Tamaño (mm)	<0.1	Redondez:	Angular a subangular.				
Moda (mm)	<0.1	Esfericidad:	Prismoidal a Subprismoidal				
5) Composición de Granos							
a) Terrígenos			b) Líticos				
Cuarzo	45	Intrusivos	-				
Feld. K	0	Volcánicos	-				
Plagioclasa	44	Sedimentarios	-				
Opacos	4	Metamórficos	-				
Anfibol	5	Indeterminado	3	Nicoles Cruzados			
6) Madurez Textural:		Inmadura		10X			
7) Tipo de Contacto entre granos: Flotante a puntual							
8) Cemento		Hematítico					
9) Observaciones		Escasos líticos muy alterados.					

ANEXO 4: TABLAS PROVENIENCIA DE CIRCONES DETRÍTICOS

En estas tablas se analizan y ordenan las unidades geológicas que pudieron constituir las áreas fuentes para los distintos grupos de edades obtenidas en circones detríticos en cada una de las 9 muestras analizadas para las formaciones Ligorio Márquez, San José, Guadal y Santa Cruz.

2.11. FORMACIÓN LIGORIO MÁRQUEZ

2.11.1. Muestra LMAR-2

Tabla A4.1 Unidades geológicas de proveniencia para la Muestra LMAR-2.

Rango de edades (Ma)	Rango temporal	Unidades proveniencia
59 Ma	Límite Selandiano-Thanetiano	¿Volcanismo contemporáneo a la sedimentación de Formación Ligorio Márquez?
93-73	Cretácico Superior	Pórfidos Granodioríticos Lago Azul (80 Ma), Complejo Plutónico Tranquilo-Del Salto (90-84 Ma), ambos ubicados al sur de Meseta Guadal.
144-106	Cretácico Inferior	Grupo Coyhaique (Titoniano-Aptiano) o Formación Divisadero (Aptiano), ambas situadas al este de Meseta Guadal. Segmento del Cretácico Inferior del Batolito Norpatagónico. Los intrusivos Monzodiorita cuarcífera Villaroel (119 Ma), Monzodiorita Murta (119 Ma), o Granito Puerto Cristal (112 Ma), los tres ubicados al norte de Meseta Guadal. Diorita Tamango (114 Ma), situada al sur de Meseta Guadal.
163-146	Jurásico Superior	Formación Ibáñez (152-142 Ma, Jurásico-Berriasiano superior) situadas al este y sur de la Meseta Guadal. Complejo Plutónico Lago Plomo al oeste de Meseta Guadal (161 Ma). Tonalitas Esmeralda y Sobral (158-153 Ma) al sur de Meseta Guadal. Granito Río Blanco (153 Ma) al sureste de Meseta Guadal y suroeste de Meseta Chile Chico. Dioritas El Halcón (150 Ma) al este de Meseta Guadal y al oeste de Meseta Chile Chico.
174-171	Jurásico Medio	No hay unidades de esta edad. Implicaría que las unidades del Jurásico Superior mencionadas anteriormente serían más antiguas de lo pensado, o que vienen de alguna unidad Jurásico Inferior-Medio que fue erosionada.
201-175	Jurásico Inferior	
247-212	Triásico	No hay unidades de esta edad. Podrían explicarse por erosión de las unidades Permo-Triásicas.
303-264	Carbonífero-Pérmico	Probablemente circones reciclados del basamento metamórfico, provenientes del Complejo Metamórfico Andino Oriental (Ordovícico-Carbonífero), ampliamente expuesto en los alrededores de Meseta Guadal.

2.11.2. Muestra LMD15-1

Tabla A4.2 Unidades geológicas de proveniencia para la Muestra LMD15-1.

Rango de edades (Ma)	Rango temporal	Unidades proveniencia
83,7-75,7	Cretácico Superior	Pórfidos Granodioríticos Lago Azul (80 Ma) y Complejo Plutónico Tranquilo-Del Salto (90-84 Ma), ambos ubicados al sur de Meseta Guadal.
141,8-107	Cretácico Inferior	Grupo Coyhaique (Titoniano-Aptiano) o Formación Divisadero (Aptiano), ambas situadas al este de Meseta Guadal. Segmento del Cretácico Inferior del Batolito Norpatagónico. Los intrusivos Monzodiorita cuarcífera Villaroel (119 Ma), Monzodiorita Murta (119 Ma) y Granito Puerto Cristal (112 Ma), situados al norte de Meseta Guadal. Diorita Tamango (114 Ma), ubicada al sur de Meseta Guadal.
145,7-145,6	Jurásico Superior	Formación Ibáñez (152-142 Ma, Jurásico-Berriasiano superior), situada al este y sur de la Meseta Guadal. Complejo Plutónico Lago Plomo (161 Ma) al oeste de Meseta Guadal. Tonalitas Esmeralda y Sobral (158-153 Ma) al sur de Meseta Guadal. Granito Río Blanco (153 Ma) al sureste de Meseta Guadal y suroeste de Meseta Chile Chico. Dioritas El Halcón (150 Ma) al este de Meseta Guadal y al oeste de Meseta Chile Chico.
174-167,8	Jurásico Medio	No hay unidades de esta edad. Implicaría que las unidades del Jurásico Superior mencionadas anteriormente serían más antiguas de lo pensado, o que vienen de alguna unidad Jurásico Inferior-Medio que fue erosionada.
196,4-174,9	Jurásico Inferior	
225,3	Triásico Superior	No hay unidades geológicas con edad Pérmico-Triásico. Podría explicarse por unidades Permo-Triásicas que fueron erosionada
1422	Mesoproterozoico	Probablemente circones reciclados del basamento metamórfico, provenientes del Complejo Metamórfico Andino Oriental (Ordovícico-Carbonífero), ampliamente expuesto en los alrededores de Meseta Guadal.

2.12. FORMACIÓN SAN JOSÉ

2.12.1. Muestra PGD15-2

Tabla A4.3 Unidades geológicas de proveniencia para la Muestra PGD15-2.

Rango de edades (Ma)	Rango temporal	Unidades proveniencia
42-38	Eoceno (Bartoniano)	Unidades volcánicas y sub-volcánicas situadas al este y sur de Meseta Guadal, como, por ejemplo, Domos del Lago Chacabuco (38 Ma), situada al suroeste de Meseta Guadal.
137-104	Cretácico Inferior	Formación Divisadero (Aptiano) o Grupo Coyhaique (Titoniano-Aptiano), ambas unidades situadas al este de Meseta Guadal. Segmento del Cretácico Inferior del Batolito Norpatagónico. Los intrusivos Monzodiorita cuarcífera Villaroel (119 Ma), Monzodiorita Murta (119 Ma) o Granito Puerto Cristal (112 Ma), los tres ubicados al norte de Meseta Guadal. Diorita Tamango (114 Ma), situada al sur de Meseta Guadal.
189-176	Jurásico Inferior	No hay unidades de esta edad. Implicaría que las unidades del Jurásico Superior (las cuales si afloran cerca del área de estudio) serían más antiguas de lo pensado, o que vienen de alguna unidad Jurásico Inferior Medio que fue erosionada.

Continuación de la Tabla A4.3

536	Cámbrico	Probablemente circones reciclados del basamento metamórfico, provenientes del Complejo Metamórfico Andino Oriental (Ordovícico-Carbonífero), ampliamente expuesto en los alrededores de Meseta Guadal.
1021	Límite Mesoproterozoico-Neoproterozoico	

2.12.2. Muestra PCA-6

Tabla A4.4 Unidades geológicas de proveniencia para la Muestra PCA-6.

Rango de edades (Ma)	Rango temporal	Unidades proveniencia
43-38	Eoceno medio	Unidades volcánicas y sub-volcánicas situadas al este y sur de Meseta Guadal, como, por ejemplo, Domos del Lago Chacabuco (38 Ma), situada al suroeste de Meseta Guadal.
131,4-116	Cretácico Inferior	Formación Divisadero (Aptiano) o Grupo Coyhaique (Titoniano-Aptiano), ambas unidades situadas al este de Meseta Guadal. Segmento del Cretácico Inferior del Batolito Norpatagónico. Los intrusivos Monzodiorita cuarcífera Villaroel (119 Ma), Monzodiorita Murta (119 Ma) o Granito Puerto Cristal (112 Ma), los tres ubicados al norte de Meseta Guadal. Diorita Tamango (114 Ma), situada al sur de Meseta Guadal.
192,7	Jurásico Inferior	No hay unidades de esta edad. Implicaría que las unidades del Jurásico Superior (las cuales si afloran cerca del área de estudio) serían más antiguas de lo pensado, o que vienen de alguna unidad Jurásico Inferior que fue erosionada.
423-309	Silúrico-Carbonífero	Probablemente circones reciclados del basamento metamórfico, provenientes del Complejo Metamórfico Andino Oriental (Ordovícico-Carbonífero), ampliamente expuesto en los alrededores de Meseta Guadal.

2.12.3. Muestra MGUADAL2-09

Tabla A4.5 Unidades geológicas de proveniencia para la Muestra MGUADAL2-09.

Rango de edades (Ma)	Rango temporal	Unidades proveniencia
28-26	Oligoceno superior (Chattiano)	Unidades volcánicas y sub-volcánicas, hipabisales o intrusivas como, por ejemplo, los Cuerpos Hipabisales Dacíticos (26-16 Ma) situada entre Meseta Guadal y Meseta Chile Chico.
31-28	Oligoceno inferior (Rupeliano)	Estratos tobáceos de Formación San José (Eoceno medio-Oligoceno inferior). Unidades plutónicas o hipabisales como, por ejemplo, la unidad Domos del Lago Chacabuco (38 Ma) que aflora al sur de Meseta Guadal, inmediatamente al oeste del Lago Chacabuco.
44-38,5	Eoceno medio	
96,6	Cretácico Superior (Cenomaniano)	Pórfidos Granodioríticos Lago Azul (80 Ma) o el Complejo Plutónico Tranquilo-Del Salto (90-84 Ma), ubicados al sur de Meseta Guadal que podrían ser más antiguas de lo que se cree actualmente.

Continuación de la Tabla A4.5

117	Cretácico Inferior (Aptiano)	Formación Divisadero (Aptiano) o Grupo Coyhaique (Titoniano-Aptiano), ambas unidades situadas al este de Meseta Guadal. Segmento del Cretácico Inferior del Batolito Norpatagónico. Los intrusivos Monzodiorita cuarcífera Villaroel (119 Ma), Monzodiorita Murta (119 Ma) o Granito Puerto Cristal (112 Ma), los tres ubicados al norte de Meseta Guadal. Diorita Tamango (114 Ma), situada al sur de Meseta Guadal.
379	Devónico Superior	Probablemente circones reciclados del basamento metamórfico, provenientes del Complejo Metamórfico Andino Oriental (Ordovícico-Carbonífero), ampliamente expuesto en los alrededores de Meseta Guadal.
614	Proterozoico	

2.13. FORMACIÓN GUADAL

2.13.1. Muestra PCA-4

Tabla A4.6 Unidades geológicas de proveniencia para la Muestra PCA-4.

Rango de edades (Ma)	Rango temporal	Unidades proveniencia
22,4-17,7	Mioceno	Unidades plutónicas o hipabisales, por ejemplo la unidad Cuerpos Hipabisales Dacíticos (26-16 Ma) situada entre Meseta Guadal y Meseta Chile Chico.
24,3-23,1	Oligoceno	
44,9-42,6	Eoceno	Erosión de los estratos tobáceos de la Formación San José, o bien, de rocas volcánicas y sub-volcánicas que afloran al este y sur de Meseta Guadal, que se asociarían a actividad ígnea contemporánea a la extrusión de los BIMCC (57-34 Ma) y unidades similares.
100-74	Cretácico Superior	Pórfidos Granodioríticos Lago Azul (80 Ma) o el Complejo Plutónico Tranquilo-Del Salto (90-84 Ma), ubicados al sur de Meseta Guadal que podrían ser más antiguas de lo que se cree actualmente.
128-101	Cretácico Inferior	Formación Divisadero (Aptiano) o Grupo Coyhaique (Titoniano-Aptiano), ambas unidades situadas al este de Meseta Guadal. Segmento del Cretácico Inferior del Batolito Norpatagónico. Los intrusivos Monzodiorita cuarcífera Villaroel (119 Ma), Monzodiorita Murta (119 Ma) o Granito Puerto Cristal (112 Ma), los tres ubicados al norte de Meseta Guadal. Diorita Tamango (114 Ma), situada al sur de Meseta Guadal.
151,6	Jurásico Superior	Formación Ibáñez (152-142 Ma, Jurásico-Berriasiano superior) situadas al este y sur de la Meseta Guadal. Complejo Plutónico Lago Plomo, al oeste de Meseta Guadal (161 Ma). Tonalitas Esmeralda y Sobral (158-153 Ma), al sur de Meseta Guadal. Granito Río Blanco (153 Ma), al sureste de Meseta Guadal y suroeste de Meseta Chile Chico. Dioritas El Halcón (150 Ma), al este de Meseta Guadal y al oeste de Meseta Chile Chico.
168,3-165,6	Jurásico Medio	No hay unidades de este rango de edad. Implica que las unidades del Jurásico Superior mencionadas anteriormente serían más antiguas de lo pensado, o vienen de alguna unidad Jurásico Inferior o Medio que fue erosionada.
191,3-182,1	Jurásico Inferior	
289-207	Pérmico-Triásico	Probablemente circones reciclados del basamento metamórfico, provenientes del Complejo Metamórfico Andino Oriental (Ordovícico-Carbonífero), ampliamente expuesto en los alrededores de Meseta Guadal.

2.13.2. Muestra MGUADAL3-09

Tabla A4.7 Unidades geológicas de proveniencia para la Muestra MGUADAL3-09.

Rango de edades (Ma)	Rango temporal	Unidades proveniencia
22,4-19,7	Mioceno inferior	Unidades hipabisales como, por ejemplo, la unidad Cuerpos Hipabisales Dacíticos (26-16 Ma) situada al centro y norte del área de estudio ((entre Meseta Guadal y Meseta Chile Chico).
34-28,8	Oligoceno inferior (Rupeliano)	Estratos tobáceos de Formación San José (Eoceno medio-Oligoceno inferior). Unidades plutónicas o hipabisales como, por ejemplo, la unidad Domos de Lago Chacabuco (38 Ma) que aflora al sur de Meseta Guadal, inmediatamente al oeste del Lago Chacabuco.
48-34	Eoceno	
64,6	Paleoceno	No hay rocas de mayor edad que Eoceno, por lo que las unidades terciarias que afloran cerca de área de estudio podrían ser más antiguas, o simplemente, provienen de la erosión de los estratos de la Formación Ligorio Márquez.
68	Cretácico Superior (Maastrichtiano)	Hay unidades del Cretácico Superior, pero ninguna más reciente que 80 Ma, por tanto podría ser que dichas unidades tal vez sean más jóvenes de lo que se cree actualmente, pero deben hacerse estudios posteriores para corroborarlo.
137,6-101,4	Cretácico Inferior	Formación Divisadero (Aptiano) o Grupo Coyhaique (Titoniano-Aptiano), ambas unidades situadas al este de Meseta Guadal. Segmento del Cretácico Inferior del Batolito Norpatagónico. Los intrusivos Monzodiorita cuarcífera Villaroel (119 Ma), Monzodiorita Murta (119 Ma) o Granito Puerto Cristal (112 Ma), los tres ubicados al norte de Meseta Guadal. Diorita Tamango (114 Ma), situada al sur de Meseta Guadal.
171	Jurásico Medio	No hay unidades de este rango de edad. Implica que las unidades del Jurásico Superior mencionadas anteriormente serían más antiguas de lo pensado, o vienen de alguna unidad Jurásico Medio que fue erosionada.
520,7	Cámbrico	Probablemente circones reciclados del basamento metamórfico, provenientes del Complejo Metamórfico Andino Oriental (Ordovícico-Carbonífero), ampliamente expuesto en los alrededores de Meseta Guadal.
1076-1011	Mesoproterozoico	

2.14. FORMACIÓN SANTA CRUZ

2.14.1. Muestra QHD15-11

Tabla A4.8 Unidades geológicas de proveniencia para la Muestra QHD15-11.

Rango de edades (Ma)	Rango temporal	Unidades proveniencia
21-15	Mioceno inferior-Mioceno medio	Cuerpos Hipabisales Dacíticos de (26-16 Ma), situada al centro y norte del área de estudio (entre Meseta Guadal y Meseta Chile Chico) o las Tonalitas del Rio Neff (15 Ma), ubicada al suroeste de Meseta Guadal.
33-27	Oligoceno inferior	Erosión de estratos de Formación Guadal o actividad volcánica asociada a emplazamiento de rocas volcánicas o sub-volcánicas como los Hipabisales Basálticos (Eoceno-Oligoceno), y unidades similares.
100-84	Cretácico Superior	Pórfidos Granodioríticos Lago Azul (80 Ma) y Complejo Plutónico Tranquilo-Del Salto (90-84 Ma), ambos ubicados al sur de Meseta Guadal.

Continuación de la Tabla A4.8

129-122	Cretácico Inferior	Formación Divisadero (Aptiano) o Grupo Coyhaique (Titoniano-Aptiano), ambas unidades situadas al este de Meseta Guadal. Segmento del Cretácico Inferior del Batolito Norpatagónico. Los intrusivos Monzodiorita cuarcífera Villaroel (119 Ma), Monzodiorita Murta (119 Ma) o Granito Puerto Cristal (112 Ma), los tres ubicados al norte de Meseta Guadal. Diorita Tamango (114 Ma), situada al sur de Meseta Guadal.
167,5	Jurásico Medio (Bathoniano)	No hay unidades de este rango de edad. Implica que las unidades del Jurásico Superior mencionadas anteriormente serían más antiguas de lo pensado, o vienen de alguna unidad Jurásico Medio que fue erosionada.
2056-1658	Paleoproterozoico	Probablemente circones reciclados del basamento metamórfico, provenientes del Complejo Metamórfico Andino Oriental (Ordovícico-Carbonífero), ampliamente expuesto en los alrededores de Meseta Guadal.
3570-2619	Arcaico	

2.14.2. Muestra MGUADAL4-09

Tabla A4.9 Unidades geológicas de proveniencia para la Muestra MGUADAL4-09.

Rango de edades (Ma)	Rango temporal	Unidades proveniencia
22-18	Mioceno inferior	Unidades hipabisales, por ejemplo Cuerpos Hipabisales Dacíticos de (26-16 Ma), situada al centro y norte del área de estudio (entre Meseta Guadal y Meseta Chile Chico).
33-27,7	Oligoceno inferior	Erosión de estratos tobáceas de Formación San José (Eoceno medio-Oligoceno inferior).
34,5	Eoceno	
98,4	Cretácico Superior (Cenomaniano)	Pórfidos Granodioríticos Lago Azul (80 Ma) y Complejo Plutónico Tranquilo-Del Salto (90-84 Ma), ambos ubicados al sur de Meseta Guadal.
130-112,2	Cretácico Inferior	Formación Divisadero (Aptiano) o Grupo Coyhaique (Titoniano-Aptiano), ambas unidades situadas al este de Meseta Guadal. Segmento del Cretácico Inferior del Batolito Norpatagónico. Los intrusivos Monzodiorita cuarcífera Villaroel (119 Ma), Monzodiorita Murta (119 Ma) o Granito Puerto Cristal (112 Ma), los tres ubicados al norte de Meseta Guadal. Diorita Tamango (114 Ma), situada al sur de Meseta Guadal.
424,7-303,3	Silúrico-Carbonífero	Probablemente circones reciclados del basamento metamórfico, provenientes del Complejo Metamórfico Andino Oriental (Ordovícico-Carbonífero), ampliamente expuesto en los alrededores de Meseta Guadal.
623,7	Neoproterozoico	